

**Eine Milliarde Jahre geologischer Entwicklung am NW-Rand des
Kalahari Kratons**

**Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Georg-August-Universität zu Göttingen**

**vorgelegt von
Rudolf Nagel
aus Emden / Ostfriesland**

Göttingen 1999

D 7

Referent: Prof. Dr. K. Weber

Korreferent: Prof. Dr. B.T. Hansen

Tag der mündlichen Prüfung: 02.11.1999

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. K. Weber für dessen uneingeschränkte fachliche und finanzielle Unterstützung bei diesem heterogenen Thema ihm sehr herzlich gedankt sei.

Ohne die umfassende und langfristige Nutzung der Geräte, Materialien und Räumlichkeiten der Abteilung Isotopengeologie wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Für den freien Zugang, den fachlichen Beistand, das stete Interesse am Fortgang der Arbeit und die Übernahme des Korreferates möchte ich mich bei Herr Prof. Dr. B.T. Hansen ganz herzlich bedanken.

Thomas Becker war während seiner Zeit in Göttingen und auch später noch in seiner Eigenschaft als Geologe vor Ort beim Geological Survey of Namibia herausfordernder Diskussions-partner und guter Freund.

Axel Mickein war immer dann zur Stelle, wenn beim Teledyne Feststoffmassenspektrometer unter peak jumping Bedingungen die Relais nicht mehr schalteten.

Brigitte Dietrich, Helgrit Semegen und Günter Tondock konnten immer dann weiterhelfen, wenn die wissenschaftliche Theorie von den praktischen Hemmnissen überholt wurde.

Herr Dr. G. Hartmann machte mich im Labor der Geochemie mit der Trennung von Rb, Sr, Sm und Nd vertraut.

An die überaus fürsorgliche Unterbringung in Namibia am Gamsberg auf der Farm von U. Baur erinnere ich mich gerne zurück.

Herr Dr. W. Siebel (GFZ-Potsdam) stellte schnell und unbürokratisch das etwas in Vergessenheit geratene Auswerteprogramm zur dreidimensionalen Berechnung nach WENDT zur Verfügung.

Bernd Leiss, Maren Schild, Sabine Kurz, Tim Vietor, Klaus Ullemeyer, Hans Ahrendt, Klaus Wemmer und Axel Vollbrecht und viele andere ehemalige Mitarbeiter der Abteilung Strukturgeologie waren in dieser Zeit immer kompetente Ansprechpartner und liebe Kollegen.

Ohne die uneingeschränkte Unterstützung meiner Eltern wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

Inhaltsverzeichnis

| | | |
|------------|--|-----------|
| 1 | Einleitung | 1 |
| 2 | Vom Eburnian bis zur Damara Orogenese | 2 |
| 3 | Lithostratigraphie der Rehoboth und Sinclair Sequenz | 5 |
| 3.1 | Einleitung | 5 |
| 3.2 | Rehoboth Sequenz | 5 |
| 3.2.1 | Gaub Valley Formation (GVF) | 5 |
| 3.2.2 | Weener Intrusion Komplex (WIK) | 5 |
| 3.2.3 | Moorivier Komplex | 6 |
| 3.2.4 | Neuhof Formation | 6 |
| 3.2.5 | Elim Formation | 6 |
| 3.2.6 | Alberta Komplex | 7 |
| 3.2.7 | Zusammenfassung | 7 |
| 3.3 | Sinclair Sequenz | 8 |
| 3.3.1 | Nückopf Formation | 11 |
| 3.3.2 | Grauwater Formation | 11 |
| 3.3.3 | Doornpoort Formation | 12 |
| 3.3.4 | Klein Aub Formation | 12 |
| 3.3.5 | Gamsberg Granit Suite (GGS) | 12 |
| 3.3.6 | Zusammenfassung | 12 |
| 4 | Die Damara Sequenz des Panafrican | 15 |
| 4.1 | Einleitung | 15 |
| 4.2 | Die tektonostratigraphischen Zonen des Damara Orogen sensu stricto | 15 |
| 4.3 | Lithostratigraphie | 19 |
| 4.3.1 | Nosib Group | 20 |
| 4.3.2 | Swakop Group | 23 |
| 4.3.3 | Zusammenfassung | 25 |
| 5 | Diskussion geochronologischer Ergebnisse im Umfeld des Kalahari Kratons | 27 |
| 5.1 | Archaische Komponenten des Kaoko Belt | 27 |
| 5.2 | Die Sequenzen am NW-Rand des Kalahari Kraton | 27 |
| 5.2.1 | Rehoboth Sequenz | 27 |
| 5.2.2 | Sinclair Sequenz | 29 |
| 5.2.3 | Awasib Mountain Terrain (RBI) | 30 |
| 5.2.4 | Damara Sequenz | 31 |
| 5.2.5 | Gariiep und Vila Nova Belt | 32 |
| 6 | Zirkonanalytik | 34 |
| 6.1 | Rehoboth Sequenz | 34 |
| 6.1.1 | Probe RNA8 Ignimbrit, Saagberg, Hangendes vom Tillit | 34 |
| 6.1.2 | Probe RNA10 Granit, Saagberg, Liegendes vom Tillit | 35 |
| 6.1.3 | Probe RNA12 Pyroklastit, Kwakwas Rivier | 36 |
| 6.1.4 | Probe RNA13 / Amphibolit, Klein Chausib, Liegendes der Hakos Formation | 37 |
| 6.1.5 | Diskussion der Zirkonmorphologie | 38 |
| 6.1.6 | Diskussion der Kathodolumineszenz | 39 |
| 6.1.7 | Diskussion der U/Pb-Analytik | 39 |
| 6.2 | Sinclair Sequenz | 42 |
| 6.2.1 | Probe RNA1 porphyrischer Rhyolith-Sill, NE-Fuß Gamsberg, GGS | 42 |
| 6.2.2 | Probe RNA2 silifizierter Gamsberggranit, Warteburg, GGS | 43 |
| 6.2.3 | Probe RNA3 Gamsberggranit, Hopefield, GGS | 44 |
| 6.2.4 | Probe RNA4 Pyroklastit, Kraal Gamsberg, GGS | 45 |

| | | |
|-------------|---|------------|
| 6.2.5 | Probe RNA5 Rhyolithporphyr, Pad zum Gamsbergplateau, GGS | 46 |
| 6.2.6 | Probe RNA6 porphyrischer Rhyolith-Sill, Plowpots, GGS | 48 |
| 6.2.7 | Probe RNA7 Granit, Hopefield, GGS | 49 |
| 6.2.8 | Probe RNA9 porphyroklastischer Granitgneis, Rostock-Inlier, GGS | 50 |
| 6.2.9 | Probe RNA11 Rhyolithband, SW-Seite Gamsberg, Top Basement | 51 |
| 6.2.10 | Probe RNA15 Pyroklastit, SW-Seite Gamsberg, GGS | 53 |
| 6.2.11 | Diskussion der Zirkonmorphologie | 54 |
| 6.2.12 | Diskussion der Kathodolumineszenz | 55 |
| 6.2.13 | Diskussion der U/Pb-Analytik | 55 |
| 6.3 | Damara Sequenz | 59 |
| 6.3.1 | Probe RNA16 / Hartelust II, Farm Hartelust, Vaalgras Subgroup | 59 |
| 6.3.2 | Diskussion der Zirkonmorphologie | 60 |
| 6.3.3 | Diskussion der U/Pb-Analytik | 62 |
| 6.4 | Berechnung der Discordia im dreidimensionalen Raum nach WENDT (1984) | 63 |
| 7 | Klassifikation der felsischen Rehoboth Sequenz | 67 |
| 8 | Klassifikation der felsischen Sinclair und Damara Sequenz | 73 |
| 9 | Spiderdiagramme | 79 |
| 9.1 | Rehoboth Sequenz | 79 |
| 9.1.1 | Granite | 79 |
| 9.1.2 | Amphibolite des Rostock Inlier (Wissmann) | 80 |
| 9.1.3 | Amphibolite der Elim Formation/ Farm Areb | 81 |
| 9.1.4 | Amphibolit prä-Damara, Farm Klein Chausib | 82 |
| 9.1.5 | Diskussion | 83 |
| 9.2 | Sinclair Sequenz | 85 |
| 9.2.1 | Granite des Rostock Inlier | 85 |
| 9.2.2 | Gamsberg Granit Suite (GGS) | 86 |
| 9.2.3 | Amphibolite des Gamsbergs | 88 |
| 9.2.3.1 | Amphibolit Typ A | 88 |
| 9.2.3.2 | Amphibolit Typ B | 90 |
| 9.2.4 | Diskussion | 90 |
| 9.3 | Damara Sequenz / Swakop Group | 91 |
| 9.3.1 | Chuos Formation | 91 |
| 9.3.2 | Vaalgras Subgroup / Hartelust Ignimbrit | 92 |
| 9.3.3 | Kuiseb Formation / Matchless Member / Matchless Amphibolit (MA) | 93 |
| 9.3.4 | Diskussion | 96 |
| 10 | Seltene Erden Elemente (SEE) | 98 |
| 10.1 | Rehoboth Sequenz | 99 |
| 10.1.1 | Granite | 99 |
| 10.1.2 | Rostockamphibolite | 100 |
| 10.1.3 | Amphibolite Farm Areb | 101 |
| 10.2 | Sinclair Sequenz | 102 |
| 10.2.1 | Rostock Inlier | 102 |
| 10.2.2 | Gamsberg Suite | 103 |
| 10.2.3 | Amphibolite des Gamsbergs | 105 |
| 10.3 | Damara Sequenz / Swakop Group | 106 |
| 10.3.1 | Chuos Formation | 106 |
| 10.3.2 | Vaalgras Subgroup / Hartelust Ignimbrit | 107 |
| 10.3.3 | Kuiseb Formation / Matchless Member / Matchless Amphibolit | 108 |
| 10.4 | Interpretation der Basite | 110 |
| 11 | Basite am NW-Rand des Kalahari-Kraton | 112 |

| | | |
|----------|---|-----|
| 11.1 | Klassifikation der Basite | 112 |
| 11.2 | Tektono-magmatische Diskriminierungs-Diagramme | 114 |
| 11.3 | Isotopengeochemie | 119 |
| 11.4 | Verhältnisse inkompatibler Spurenelemente | 121 |
| 11.5 | Das tektonische Regime der späten Sinclair Amphibolite und der Basite der Damara Sequenz | 121 |
| 12 | Untersuchungen der Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopensysteme von Basiten der Gamsberg, Chuos, und Kuiseb Formation | 124 |
| 12.1 | Einführung | 124 |
| 12.2 | Gamsbergamphibolite | 124 |
| 12.3 | Chuos Formation | 126 |
| 12.4 | Kuiseb Formation / Matchless Member / Matchless Amphibolit | 127 |
| 12.5 | Diskussion | 128 |
| 13 | Zusammenfassung | 131 |
| 13.1 | Rehoboth Sequenz | 131 |
| 13.2 | Sinclair Sequenz | 132 |
| 13.3 | Damara Sequenz | 133 |
| 13.3.1 | Chuos Formation | 133 |
| 13.3.2 | Kuiseb Formation / Matchless Member / Matchless Amphibolit | 134 |
| 13.3.3 | Hartelust Ignimbrit | 135 |
| 14 | Methodik | 136 |
| 14.1 | Geochemische Analytik | 136 |
| 14.1.1 | Aufbereitung | 136 |
| 14.1.2 | Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) | 136 |
| 14.1.3 | Induktiv-gekoppelte-Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS) | 138 |
| 14.1.3.1 | Aufbereitung | 138 |
| 14.1.3.2 | Messung | 139 |
| 14.2 | Isotopenanalytik | 143 |
| 14.2.1 | Theoretische Grundlagen | 143 |
| 14.2.2 | Isotopenverdünnungsmethode (Isotope dilution, ID) | 145 |
| 14.2.3 | U/Pb-Methode an Zirkonen | 145 |
| 14.2.3.1 | Grundlagen | 145 |
| 14.2.3.2 | Probenauswahl | 146 |
| 14.2.3.3 | Grobpräparation | 146 |
| 14.2.3.4 | Feinpräparation | 146 |
| 14.2.3.5 | Chemische Aufbereitung | 146 |
| 14.2.3.6 | Massenspektrometrische Messung von Uran und Blei | 147 |
| 14.2.3.7 | Berechnung der U/Pb- und Pb/Pb-Alter | 147 |
| 14.2.3.8 | Concordia und Discordia | 148 |
| 14.2.3.9 | Zirkonanalysen | 149 |
| 14.2.4 | Rb/Sr-Gesamtgesteinanalytik | 151 |
| 14.2.4.1 | Grundlagen | 151 |
| 14.2.4.2 | Grobpräparation | 151 |
| 14.2.4.3 | Chemische Aufbereitung | 151 |
| 14.2.4.4 | Massenspektrometrische Messung von Rubidium und Strontium | 152 |
| 14.2.5 | Sm/Nd-Gesamtgesteinanalytik | 152 |
| 14.2.5.1 | Sm/Nd-Methode Grundlagen | 152 |
| 14.2.5.2 | Probenaufbereitung | 153 |
| 14.2.5.3 | Massenspektrometrische Messung von Samarium und Neodym | 153 |

| | | |
|-------------|---|------------|
| 14.2.5.4 | Altersbestimmung mit Isochronen | 153 |
| 14.2.5.5 | Modellalter nach CHUR und DM | 154 |
| 14.2.5.6 | Modellalter nach CHUR „ CH ondritic Uniform R eservoir“ | 154 |
| 14.2.5.7 | Modellalter nach DM (depleted mantle) | 154 |
| 14.2.5.8 | ϵ -Nd-Werte | 154 |
| 14.2.5.9 | Standardmessungen | 156 |
| 14.3 | Kathodolumineszenzanalytik an Zirkonen | 156 |
| 15 | Literaturverzeichnis | 157 |

ANHANG

Abkürzungen

| | |
|---------------|---|
| BAB | Back Arc Basalt |
| BSE | Bulk Silicate Earth |
| CAB | Continental Arc Basalt |
| CFB | Continental Flood Basalt |
| CHUR | CHondritic Uniform Reservoir |
| CZ | Central Zone |
| DM | Depleted Mantle |
| EM | Enriched Mantle |
| E-MORB | Enriched-Mid-Ocean Ridge Basalt |
| GGs | Gamsberg Granit Suite |
| GvF | Gaub Valley Formation |
| HFSE | High Field Strength Elements (inkompatible Elemente mit großem Ionenpotential, z.B. Ti, Zr, Hf, Nb, Ta) |
| IAB | Island Arc Basalt |
| IAT | Island Arc Tholeiite |
| ICP-MS | Induktiv gekoppeltes Plasma – Massenspektrometer |
| LILE | Large Ion Lithophile Elements |
| LSEE | Leichte Seltene Erden Elemente |
| MA | Matchless Amphibolit |
| MM | Matchless Member |
| MORB | Mid-Ocean Ridge Basalt |
| MSWD | Mean Squares of Weighted Deviates (Σ quadrierte Abweichungen der Analysepunkte zur Regressionsgeraden geteilt durch Anzahl Freiheiten) |
| N-MORB | Normal-Mid-Ocean Ridge Basalt |
| NP | Northern Platform |
| NZ | Northern Zone |
| OFB | Ocean Floor Basalt |
| OIB | Ocean Island Basalt |
| OIT | Ocean Island Tholeiite |
| OLZ | Okahandja Lineament Zone |
| ORG | Ocean Ridge Granite |
| PIC | Piksteel Intrusive Complex |
| P-MORB | Plume Mid-Ocean Ridge Basalt |
| ppm | parts per million (1 in 1.000.000) |
| PREMA | Prevalent Mantle Reservoir |
| RBI | Rehoboth Basement Inlier |
| RFA | Röntgen-Fluoreszenz Analyse |
| SEE | Seltene Erden Elemente |
| SF | Southern Foreland |
| SMZ | Southern Margin Zone |
| SSEE | Schwere Seltene Erden Elemente |
| SZ | Southern Zone |
| TAS | Total Alkali vs. SiO₂ |
| VAB | Volcanic Arc Basalt |
| VAG | Volcanic Arc Granite |
| vs. | versus (lat.: gegen) |
| WIC | Weener Intrusive Complex |
| WPB | Within Plate Basalt |
| WPG | Within Plate Granite |
| WPT | Within Plate Tholeiite |

1 Einleitung

Der NW-Rand des Kalahari Kratons (KK) liegt in einem exponierten Bereich innerhalb des panafrikanischen mobile Belt Systems (HARTNADY et al., 1985). Der NW-Rand des KK steht im Rahmen der Plattentektonik während des Panafrican in Wechselwirkung mit dem Rio de la Plata und dem Kongo Kraton. Innerhalb dieser Orogenesen kommt es nach WILSON (1968) zum Rifting, gefolgt von Ozeanbildung bis hin zur Subduktion und Kollision der benachbarten Krustenprovinzen.

Um den archaischen Nucleus akkretionieren so während der orogenen Zyklen verschiedene Belts (GOODWIN, 1991).

Gegenstand der Untersuchung sind die initialen Riftereignisse am NW-Rand des KK, welche in Zusammenhang mit der Damara Orogenese stehen und sich in vulkanischen Ereignissen niederschlagen. Mit Hilfe der U/Pb-Datierung dieser extrusiven Einheiten ist der Zeitpunkt für den Beginn des Damara Rifting festlegbar.

Am S-Rand des Kongo Kratons sind nach HOFFMAN et al. (1996) Vulkanite, welche in die basalen Einheiten der Damara Sequenz eingeschaltet sind, mit U/Pb-Altern von 747 ± 2 Ma datiert.

Am W-Rand des KK ist die initiale Riftphase des Gariep Belts mit einem U/Pb-Alter von 741 ± 6 Ma festgelegt (FRIMMEL et al., 1996).

Die initiale Riftphase am NW-Rand des KK ist bislang weder erkannt noch isotopengeologisch untersucht. Zum Zwecke der U/Pb-Datierung sind deshalb aus dem tektonisch Hangenden des Grundgebirges, bestehend aus der Rehoboth (1,7-1,8 Ga) und der Sinclair Sequenz (1-1,2 Ga), felsische Einheiten beprobt worden.

Da die Damara Sequenz diskordant auf dem Grundgebirge auflagert stammen, um prä-Damara Erosionsvorgänge auszuschließen, die Proben aus dem gesamten Bereich des NW-Randes des KK vom Saagberg im W, über die Gamsbergregion im Scheitelpunkt der Kratone, bis zum Kwakwas Rivier im N des Kratons.

Für den Verlauf der Damara Orogenese wird von verschiedenen Autoren (KRÖNER, 1982; HOFFMANN et al., 1974; BARNES & SAWYER, 1980; MILLER, 1983a und c) ein Rifting postuliert, welches abhängig vom Modell und der Intention des Autors in der Ausbildung von Ozeanboden seinen Höhepunkt finden kann.

In der Entwicklung der Damara Sequenz kommt es zur Anlage von mehreren Riftgraben, in welchen die Riftsedimente mit stark unterschiedlichen Lithologien in den verschiedenen Faziesräumen abgelagert werden. Um die Entwicklung dieses Riftings nachzuvollziehen sind Amphibolite des Gamsbergs, der Hangenden Chuos und Kuiseb Formation isotopengeologisch mit der Rb/Sr- und Sm/Nd-Methode sowie geochemisch untersucht worden.

Eine späte Phase dieser Spreizung des Damara Ozeans stellt der Hartelust Ignimbricit dar, der mit Hilfe der U/Pb-Methode datiert werden konnte.

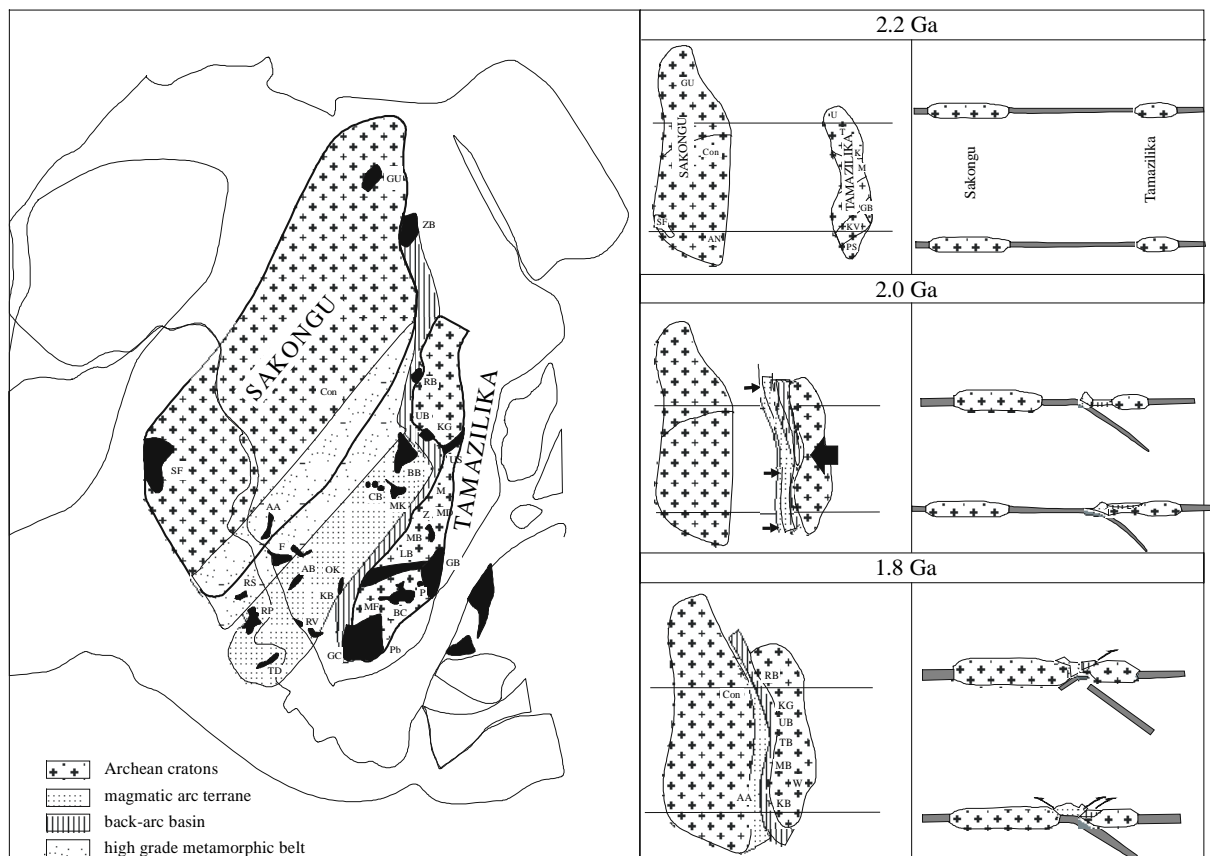
2 Vom Eburnian bis zur Damara Orogenese

CLIFFORD (1972, Tabelle 2-1) unterscheidet fünf orogene Zyklen in der geologischen Entwicklung Afrikas. In dieser Arbeit werden die drei jüngsten krustenbildenden Ereignisse die eburnische, die kibarische und die Damara Orogenese betrachtet. SETH et al. (1997) können im NW Namibias im Bereich des Kaoko Belts ein archaisches Terrane mit einem Pb-Pb-Alter an Zirkonen zwischen 2620 bis 2520Ma nachweisen. Dieses Andib Terrane wird als Teil des Kongo Kratons betrachtet und ist in das Shamvaian einzuordnen.

| Bildungszeitraum | Orogener Zyklus | regionale Verbreitung |
|------------------|-----------------------------|--|
| 900-550 Ma | Panafrican, Damaran | Namibia, Angola, Mozambique, Centr. Afr. Rep. Kamerun, Algerien, Ägypten, Sudan |
| 1200 – 900 Ma | Kibaran, Irumiden | Südafrika, Namibia, Botswana, Tanzania, Burundi |
| 2000 – 1800 Ma | Eburnian, Huabian, Ubendian | Südafrika, Angola, Tanzania, Guinea, Burkina Faso, Elfenbeinküste, Algerien |
| 2800 – 2500 Ma | Shamvaian | Südafrika, Mozambique, Zimbabwe, Angola, Zaire, Tanzania |
| > 3000 Ma | Älteste kratonische Nuclei | Südafrika |

Tabelle 2-1: Orogene Zyklen und ihre Verbreitung in Afrika (nach CLIFFORD, 1972)

Nach MASTER (1993a+b) setzt die Spreizungsphase der eburnischen Orogenese vor etwa 2200Ma ein und entwickelt sich über die Subduktion bis zur Kollision in einem Zeitintervall bis vor etwa 1800Ma. Die Kontinent-Kontinent-Kollision findet nach KAMPUNZU & KAMPENDA (1993) vor etwa 2000Ma statt. Dabei subduziert der SE' gelegene kleinere Kontinent „Tamazilika“ den größeren NW' „Sakongu“ Kontinent und schließt damit den Ubendian Belt (MASTER, 1990; Abb. 2-1).



| Symbol | Bedeutung | Alter | Interpretation |
|--------|-------------------------|------------|--|
| AA | Angola Anorthosite | ca. 2.0 Ga | spätorogene Intrusion |
| AB | Abbabis Inlier | ca. 2.0 Ga | magnetischer Bogen |
| BB | Bangweulu Block | ca. 1.8 Ga | magmatischer Bogen |
| BC | Bushveld Complex | ca. 2.0 Ga | kratonische geschichtete Intrusion (back-arc) |
| CB | Copperbelt Basement | ca. 2.0 Ga | magmatischer Bogen |
| CON | Congo Craton | > 2.5 Ga | archaischer Kraton (Sakongu) |
| F | Franzfontein Inlier | ca. 1.8 Ga | fore-arc Becken + post-kollisionale Granitoide |
| FR | Francevillian | ca. 2.0 Ga | passiver Kontinentalrand |
| GB | Grunehogna Block | > 2.5 Ga | archaischer Kraton (Tamazilika) |
| GC | Gascoigne Belt | ca. 1.8 Ga | back-arc Becken |
| GU | Gebel Uweinat | > 2.5 Ga | archaischer Kraton (Sakongu) |
| K | Kasai Craton | > 2.5 Ga | archaischer Kraton (Sakongu) |
| KB | Kheis Belt | ca. 2.0 Ga | back-arc Becken |
| KG | Kapalagulu Complex | ca. 1.8 Ga | kratonische geschichtete Intrusion (back-arc) |
| LB | Limpopo Belt | > 2.5 Ga | archaischer Mobile Belt |
| M | Malawi | ca. 2.0 Ga | back-arc Becken |
| MB | Magondi Belt | ca. 2.0 Ga | back-arc Becken |
| MD | Mashonaland Dolerites | ca. 1.9Ga | kratonischer Dykeschwarm (back-arc) |
| MF | Molopo Farms Complex | ca. 2.0 Ga | kratonische geschichtete Intrusion (back-arc) |
| MK | Mkushi | ca. 2.0 Ga | magmatischer Bogen |
| MP | Marungu Plateau | ca. 1.8 Ga | magmatischer Bogen (während back-arc Schließung) |
| OE | Oendelungu | ca. 2.0 Ga | fore-arc Becken + post-kollisionale Migmatite |
| P | Phalaborwa Complex | ca. 2.0 Ga | kratonischer Alkali Komplex (back-arc) |
| PS | Palala Shear Zone | ca. 1.9 Ga | reaktivierte Struktur |
| QF | Quadrilatero Ferriferro | ca. 2.0 Ga | passiver Kontinentalrand |
| RB | Ruwenzori Belt | ca. 2.0 Ga | back-arc Becken |
| RP | Rio de la Plata Craton | ca. 2.0 Ga | magmatischer Bogen + post-kollisionale Migmatite |

Abb. 2-1: Plattentektonische Modellierung der eburnischen Orogenese (nach MASTER, 1990)

Der heutige Kongo Kraton gehört in diesem Stadium zu Sakongu während der Kalahari Kraton zum südlichen Teil Tamazilikas gerechnet wird.

Nach Kontinentstabilisierung und Ausbildung von kontinentalen Plattformen im Zeitraum zwischen 1800-1600Ma setzt die kibarische Orogenese mit dem Rifting und Auseinanderbrechen des Kontinentes zwischen 1600-1300Ma ein (PORADA, 1994). Dabei werden alte Suturen und Terrangrenzen der eburnischen Orogenese reaktiviert. Diese Entwicklung war vermutlich entlang der reaktivierten NE-SW Strukturen intrakratonisch, im S' gelegenen Namaqua-Natal-Belt hingegen wahrscheinlich bereits ozeanisch (PORADA, 1994).

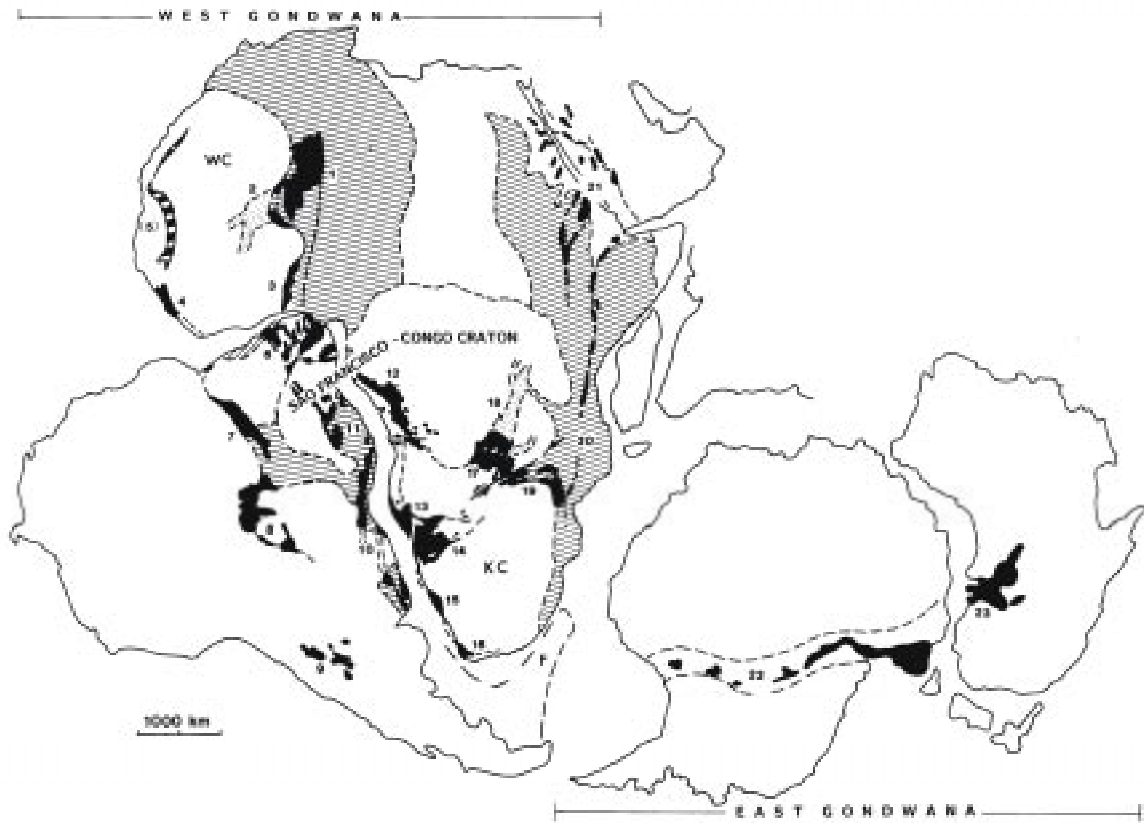
Der sich zwischen 1300-1000Ma neu bildende Kontinent „Rodinia“ wird dem kibarischen Zyklus zugerechnet (PORADA, 1994).

Im Spätproterozoikum bricht dieser Kontinent im Zeitraum zwischen 1000-800Ma auseinander. Dieser Zeitraum ist im südlichen Afrika tektonisch durch Scherereignisse, Rotationsvorgänge der Kratone sowie regionale Schließungsvorgänge charakterisiert und es entstehen E- und W-Gondwana (HOFFMANN, 1991).

Durch diese Vorgänge öffnen sich die drei spätproterozoische Ozeane Westgondwanas. Der Pharusianische Ozean östlich des Westafrikanischen Kratons, der Anatekt zwischen Arabien-Nubien-Äthiopien-Keny-Tansania und der Adamastor Ozean als Protosüdatlantik (UNRUG, 1992). Der Anatekt und der Adamastor Ozean sind durch die Mwembeshi Scherzone zwischen Kongo und Kalahari Kraton verbunden (PORADA, 1994).

Die panafrikanische Orogenese akkretioniert E- und W-Gondwana im Zeitraum von 800-500Ma (PORADA, 1994). Dies hat in verschiedenen Belts zu unterschiedlichen Zeitpunkten stattgefunden. Während sich der Zambezi Belt bereits um 820Ma schließt, öffnet sich der Damara Belt im Zeitraum von etwa 900-700Ma und tritt in die Konvergenzphase zwischen

670-570Ma ein (HORSTMANN, 1987), welche bis 480Ma regional unterschiedlich ausgeprägt andauert (PORADA, 1989; Abb. 2-2).



Configuration of the upper Proterozoic Pan-African belt system with extensions into South America, Antarctica and Australia on a pre-drift reassembly of the Gondwana continent (modified after Porada (1985)). Black = Upper Proterozoic 'geosynclinal' deposits. Dotted=Upper Proterozoic aulacogen deposits. Hatching=areas of Upper Proterozoic to Lower Palaeozoic tectono-thermal basement rejuvenation. WC = West African craton. KC = Kalahari craton. F = Falkland plateau. 1 = Pharosian belt, 2 = Gourma aulacogen, 3 = Dahomeyan belt, 4 = Rokelide belt, 5 = Mauritanide belt (partly Hercynian), 6 = Northeastern fold belt (Borborema province), 7 = Araguaia belt, 8 = Paraguay belt, 9 = Sierras Pampeanas, 10 = Ribeira belt, 11 = Mantiqueira belt, 12 = West Congolian belt, 13 = Kaoko belt, 14 = Damara belt, 15 = Gariep belt, 16 = Saldania belt, 17 = Lufilian Arc, 18 = Shaba aulacogen, 19 = Zambezi belt, 20 = Mozambique belt, 21 = Red Sea fold belt, 22 = Transantarctic belt, 23 = Adelaide belt

Abb. 2-2: Anordnung der oberproterozoischen panafrikanischen Belt Systeme (nach PORADA, 1989)

Begleitet wird diese erste Metamorphose von synmetamorphem Magmatismus dioritischer bis granitischer Intrusionen mit Altern von 650-630Ma (BURGER & WALRAVEN, 1979; DOWNING & COWARD, 1981; KRÖNER, 1982). Der Damara Belt und der Adamastor Ozean schließen sich zwischen 540-500Ma. Der postorogene Aufstieg des Damara Orogens um mehr als 15km (PORADA, 1979) vollzieht sich vom oberen Proterozoikum bis zum Perm, wobei Aufstieg und Erosion während des Kambriums bis in das Mittelordoviz (570-450Ma) am größten sind.

Durch die Öffnung des Atlantik an der Grenze Trias/Jura wird der rezente Küstenverlauf Namibias vorgegeben.

3 Lithostratigraphie der Rehoboth und Sinclair Sequenz

3.1 Einleitung

Einheiten der proterozoischen Rehoboth (1800-1600Ma) und Sinclair Sequenz (1200-1000Ma) sind mit etwa 100km Länge und etwa 50km Breite am NW Rand des Kalahari Kratons in Form des Rehoboth Basement Inlier (RBI) aufgeschlossen. Diese vulkanoklastischen, sedimentären und intrusiven Einheiten werden von spätproterozoischen bis altpaläozoischen Einheiten der Damara Sequenz (800-500Ma) überdeckt.

ZIEGLER & STOESEL (1991, 1992, 1993) haben Einheiten des RBI geochemisch und isotopengeologisch untersucht und stellen an Hand der hohen Al-Sättigung eine Krustenabstammung der Einheiten fest. Im Widerspruch dazu stehen die niedrigen Sr- und hohen Nd-Verhältnisse, welche auf eine Abstammung des Materials aus einem verarmten Mantel oder der Unterkruste hinweisen.

Für die Rehoboth Sequenz wird ein plattentektonischer Bildungsraum am aktiven Plattenrand postuliert mit einem Environment der frühen Granitoide in einem Inselbogen oder Back Arc, während die späten Granitoide in ein Kollisionsereignis gestellt werden. BECKER (1995) postuliert für die Elim Formation die Bildung in einem fortgeschrittenen Back Arc.

Für die Bildung der Sinclair Sequenz wird von verschiedenen Autoren einem Extensionsregime postuliert (PFURR et al., 1991; BECKER, 1995; HOAL, 1990; HOAL & HEAMAN, 1995; FRIMMEL & FRANK, 1998).

3.2 Rehoboth Sequenz

3.2.1 Gaub Valley Formation (GVF)

Die Pyroklastika und limnisch-fluviatilen Metasedimente der terrestrischen GVF werden vom WIK kogenetisch während eines Kalderazyklus intrudiert (BECKER, 1995).

Die Geochemie ordnet die GVF einem primitiven magmatischen Bogen zu. Eine Inselbogengenese ist auf Grund der geochemischen Signaturen plausibler als ein aktiver Kontinentalrand.

In der SMZ wird im Bereich der Saagberge ein glazigener Horizont mit diamikten Konglomeraten und Dropstone-führenden, sandig-tonigen Rhythmiten beobachtet. Die Datierung der liegenden und hangenden magmatischen Einheiten mit der U/Pb-Methode ergibt Alter von 1738 ± 11 -8Ma und 1782 ± 17 -16Ma (NAGEL et al., 1996). Die sedimentäre Fazies der glazigenen Ablagerungen entsprechen einem limnisch-fluviatilen Raum. Da für diesen Zeitraum des Altproterozoikums keine globale Vereisung bekannt ist, wird der Transport der Dropstones in die rhythmischen Seeablagerungen vermutlich durch Gebirgsgletscher ausgeführt woraus eine extreme Hochlage des Ablagerungsraumes folgt.

3.2.2 Weener Intrusion Komplex (WIK)

Der bimodale WIK steht im kogenetischen Zusammenhang mit der GVF. BECKER (1995) postuliert einen Kalderazyklus bei welchem der WIK in die GVF intrudiert. Die Geochemie ordnet den WIK in einen primitiven magmatischen Bogen ein mit starker Affinität zu einem Inselbogenregime.

Das Alter des WIK wird an Hand von U/Pb Datierungen zwischen 1743 ± 87 -71Ma bis 1767 ± 76 -27Ma eingegrenzt, wodurch die GVF gleichzeitig ein Minimalalter für ihre Ablagerung erhält.

3.2.3 Mooirivier Komplex

Dieses Material wird bislang auf Grund der höheren Metamorphosegrade und zusätzlicher Deformationsstrukturen nach SACS zu den sogenannten Prä-Rehoboth-Einheiten, dem Basement der Rehoboth Einheiten gestellt. Zur GVF besteht ein tektonischer Kontakt durch die Areb-Scherzone unbekannten Alters und Bedeutung. Das U/Pb-Alter eines Orthogneises aus diesem Material ist nach BECKER (1995) mit 1725 ± 10 Ma sehr gut definiert und stellt dieses Material in zeitlichen Zusammenhang mit Gesteinen des WIK und der GVF.

3.2.4 Neuhof Formation

Ein U/Pb-Alter nach BURGER & WALRAVEN (1979) 1784 ± 45 Ma stellt die vom SACS den Prä-Rehoboth Sequenz zugeordnete Einheit in die Rehoboth. Daneben treten verschiedene Sedimenttypen, einschließlich feinkörniger Quarzite, Konglomerate, Phyllite und Kalksilikate auf.

3.2.5 Elim Formation

Die marine Elim Formation erstreckt in einem Bereich innerhalb des Rehoboth-Basement-Inliers (RBI) von SW nach NE mit einer Längenausbreitung von etwa 100 km bei einer Breite von maximal 30 km und stellt das Äquivalent zur terrestrischen limnisch-fluviatilen GVF dar. Bruchstücke der Elim Formation finden sich als Schollen in granodioritischen bis granitischen Intrusionen. An der SE-Seite des Rostock Inliers findet sich allochthones Material der Elim Formation. Da bislang kein sedimentärer Kontakt zum Liegenden oder Hangenden belegt ist, sind Mächtigkeiten von 2000-3000 m geschätzt und als Minimalwert zu verstehen. Auf Farm Areb wird ein sedimentärer Kontakt zu einem subvulkanischen Komplex vermutet, der auf Grund der Verbandsverhältnisse als äquivalent zur GVF angesehen werden kann (BÖHM, 1998; HILKEN, 1998).

Die marinen Bildungsbedingungen sind in den pelitischen bis psammitischen Metasedimenten mit Einschaltungen von kieseligen Marmoren, Kalksilikaten und quarzitischen Magnetithorizonten, den Ironformations (IF) belegt. In diese sind basische und intermediäre bis felsische Laven, Pyroklastite und Tuffite schichtparallel eingeschaltet.

Der Metamorphosegrad der Elim Formation reicht von Bedingungen der unteren Grünschieferfazies im S bis zur Amphibolitfazies im N. Darüber hinaus werden von MALLING (1978), SCHULZE-HULBE (1979) und SCHALK (1988) weitere Kontakt- und eine Regionalmetamorphose postuliert.

Der Geländebefund nach BECKER (1995) und BÖHM, HILKEN (1998), wie auch die geochemischen Signaturen der vulkanischen Basite, legen die Entwicklung der Elim Formation in einem fortgeschrittenen Riftstadium eines Back-Arc-Bereich nahe, welcher in engem Zusammenhang mit dem Inselbogen der GVF/WIC steht.

Durch die Intrusion des Naub Diorites wird nach REID et al. (1988) ein schlecht definiertes Rb/Sr-Mindestalter von 1725 ± 52 Ma für die fragmentarisch im Diorit enthaltene Elim Formation vorgegeben. HILKEN (1998) datiert eine granitische Intrusion, welche die Elim durchschlägt mit einem $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 1645 ± 40 Ma.

Orthogneise von Farm Areb, die zum subvulkanischen Piksteel Intrusion Komplex gerechnet werden, ergeben mit der U/Pb-Methode an Zirkonen obere Schnittpunktalter von 1627 ± 93 Ma und 1740 ± 144 Ma.

Die Elim Formation stellt daher vermutlich das marine Äquivalent zur limnisch-fluviatilen GVF mit dem WIC dar.

3.2.6 Alberta Komplex

Dieser zonierte und teilweise serpentinierte mafische bis ultramafische Intrusionskörper ist in Alter und der Genese weitgehend unbekannt. Rb/Sr-Untersuchungen nach REID et al. (1988) ergeben für den Alberta Komplex ein Rb/Sr-Alter von 1442 ± 32 Ma, wobei die Isochrone ausschlaggebend durch einen Ultramafit mit einem abnorm hohen Rubidiumgehalt von 192 ppm definiert wird.

Da es regional zu erheblichen Störungen des Rb/Sr-Systems während der Damara Metamorphose (REID et al., 1988; PFURR, 1990; SEIFERT, 1986; BECKER, 1995) wie auch zu früheren (Sinclair) und späteren Zeitpunkten (Atlantik Öffnung) gekommen sein kann, kann das Rb/Sr-System gestört und dadurch das Isochronenalter geologisch nicht zwingend sein. Das Rb/Sr-Isochronenalter von 1725 ± 52 Ma des Naub Diorites nach REID et al. (1988), welcher an anderer Stelle in ebenfalls ultramafisches Material intrudiert läßt vermuten, daß der Alberta Komplex in die Rehoboth Sequenz zu stellen ist.

3.2.7 Zusammenfassung

Die Trennung nach SACS von Prä-Rehoboth- und Rehoboth Sequenz ist an Hand der Altersdatierungen nicht aufrecht zu halten. Formationen mit höheren Metamorphosegraden oder mit zusätzlichen Deformationen wie der Elim Formation, der Neuhof Formation und dem Mooirivier Komplex, zeigen ähnliche Bildungsalter wie intrusives Material aus Formationen der Rehoboth Sequenz.

Vielmehr ist wahrscheinlich, daß verschieden starke Metamorphosegrade und zusätzliche Strukturelemente der Einheiten auf unterschiedliche Positionen des Materials in der Kruste schließen lassen.

Nach VIETOR (1996) sind auf dem Ostschenkel der Weissenfels-Synkline in der GVF neben panafrikanischen Deformationen auch eindeutig als prä-Damara einzustufende Strukturen zu finden, da dort die panafrikanischen Sills der Sinclair Sequenz die bereits deformierten Einheiten der Rehoboth Sequenz intrudieren.

In Zusammenhang mit Daten des Namaqua Metamorphic Complex (NMC), dem Huab und Epupa Komplex wird ein überregionales, juvenile Kruste bildendes Ereignis für den Zeitraum von 1600-1800 Ma postuliert (BECKER, 1995).

| | Formation | Lithologien | Verbandsverhältnisse | Intrusionen |
|---------------------------|----------------------------------|---|--|---|
| Rehoboth Sequenz | Gaub Valley 1782Ma+-47 | Konglomerate, braune Quarzite und Phyllite, eisenhaltige Quarzite, saure und basische Vulkanite, karbonatische Phyllite, untergeordnet Karbonate | zum Mooirivier Komplex: sedimentäre Diskordanz oder Überschiebungen zur Marienhof F.: stark zerschert, Überschiebungen | Weener Igneous Komplex Doomboom Komplex mafischer Dykeschwarm 1762Ma+-28 |
| | Billstein | Konglomerate, kieselige Quarzite und serizitische Quarzite, Phyllite, mafische (amygdaloide) Laven und Sills, teilw. zu Amphiboliten alteriert, Quarzporphyre, basales Konglomerat, Blockkonglomerat | zur Marienhof F.: diskordant | nicht beschrieben |
| | Marienhof 1232Ma+-30 | graue Quarzite und Serizitquarzite alternieren mit Quarz-Serizitphylliten, amygdaloiden mafischen Laven und untergeordnet sauren Vulkaniten. Klastika von groben Blockkonglomeraten bis feinkiesigen Quarziten | Verwerfungen und Überschiebungen zu umgebenden Lithologien | Swartmodder Granit 1476Ma+-30 |
| prä-Rehoboth Einheiten | Elim 1768Ma Sphene | Wechsellagerung aus Quarziten und quarzitisches Schiefer, ein auffälliger Magnetit quarzithorizont. Mächtige Amphibolschiefer mit eingeschalteten Phylliten, quarzführenden Schiefer, Karbonaten und Lava. Weiße Quarzite | nicht beschrieben | 1764Ma+-195Sm/Nd Alberta Komplex Naub Diorit 1725Ma+-52 Rb/Sr |
| | Neuhof 1784Ma | Geschichtete Abfolge aus sauren und basischen Vulkaniten, letztere meist zu Amphiboliten alteriert, daneben verschiedene Sedimenttypen, einschließlich feinkörniger Quarzite, Konglomerate, Phyllite und Kalksilikate | mit dem Mooirivier Komplex eng verknüpft (vulkanisches Pendant) | Subvulkanische Intrusiva des Mooirivier Komplexes |
| | Mooirivier Komplex 1725Ma+-10 | Stark verfaltete migmatische Gneise und Amphibolite zusammen mit Resten von Quarziten und Schiefer | große Schollen in jüngeren Graniten | 1505Ma+-69 Piksteal Granit |

Abb. 3-1: Verbandsverhältnisse der Prä-Rehoboth und Rehoboth Sequenz in der Southern Zone, der Southern Margin Zone und Southern Foreland (stratigraphische Gliederung nach SACS, 1980); Altersdaten, wenn nicht anders vermerkt, sind obere Schnittpunktalter nach der U/Pb-Methode an Zirkonen

3.3 Sinclair Sequenz

Die Sinclair Sequenz besteht überwiegend aus einer magmatisch dominierten Abfolge von felsischen und basischen Vulkaniten, Pyroklastiten und ausgedehnten hypabyssalen Intrusionen. Untergeordnet treten limnisch-fluviatile Sandsteine, Arkosen und Konglomerate auf. Die Typlokalität befindet sich auf der Farm Sinclair westlich vom Ort Helmeringhausen.

Auf Grund der Fazies der sedimentären Einheiten und der Geochemie der magmatischen Gesteine ist die Sequenz einem kontinentalen Riftenvironment zuzuordnen. Die kompressive Deformation und metamorphe Überprägung findet erst während der Damara Orogenese statt.

Die Stratigraphie dieser Einheit wie sie auch weiter W' in den Awasib Bergen entwickelt ist, ist in Abb. 3-1 dargestellt (HOAL & HEAMAN, 1995).

| | Sinclair Sequence Type Area | Awasi Mountain Area |
|--------|--|--|
| Upper | Gamsberg/Sonntag Granite and dyke swarms Guperas Formation rhyolitic extrusives basic lava sandstone conglomerate | Chowachasib Granite and dyke swarms |
| Middle | Nubib/Rooikam/Haremub Granite Saffier Intrusive gabbro, norite, monzonite, diorite, syenite Barby Formation basic lava and rhyolitic extrusives Kunjas Formation arkose, grit, shale | Awasi Granite Saffier Intrusive Suite Haisib Intrusive Suite Bushmar Hill Quarzite Barby Formation and Haiber Flats Formation Urusib Formation |
| Lower | Tumuab/Kotzerus Granite Nagatis Formation rhyolitic extrusives and minor basic lava, arkose, grit, shale | |
| | Naisib River Suite Neuhoof Formation Mooirivier Complex | Khorasib Granite Gneiss Aunis Tonalite Gneiss Kairab Complex |

Abb. 3-2: Vereinfachte Lithostratigraphie der Sinclair Sequenz im Sinclair Gebiet und den benachbarten Awasi Bergen nach HOAL & HEAMAN (1995)

Die Verteilung der U/Pb Alter an Zirkonen aus Magmatiten der Sinclair zeigt die großräumige regionale Verbreitung dieser magmatischen Abfolge (Abb. 3-3, HOAL & HEAMAN, 1995).

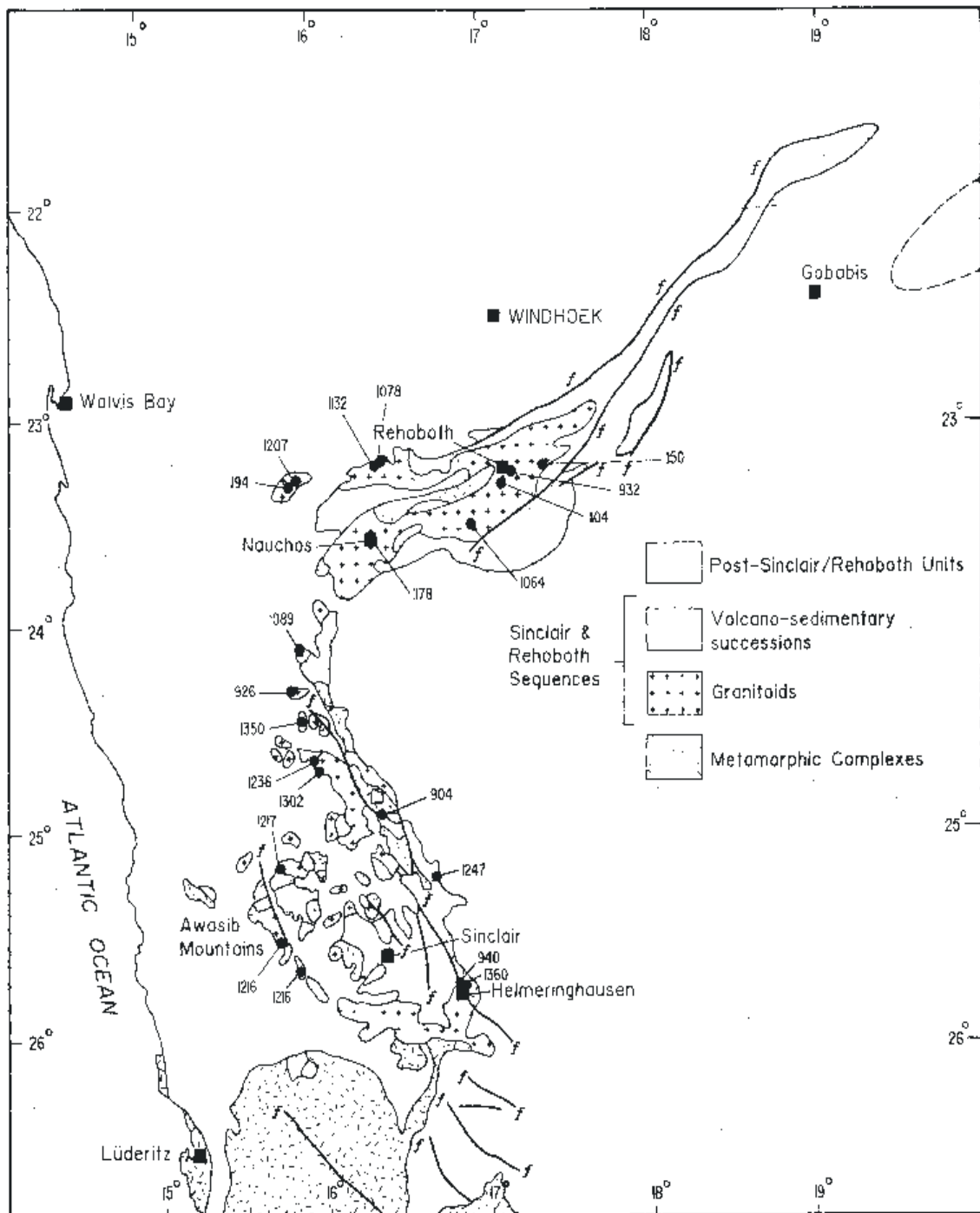


Abb. 3-3: Regionale Verteilung von U/Pb-Altern nach Zirkonen aus Granitoiden der Sinclair Sequenz nach HOAL & HEAMAN (1995)

Zu den jüngsten Einheiten zählt die hypabyssale Gamsberg Granit Suite (GGS), deren zeitliches vulkanische Äquivalent die Nückopf Formation darstellt und welche lokal die Grauwater Formation intrudiert hat. Da Vulkanite der Grauwater Formation mit $1069 \pm 70 \text{ Ma}$ datiert sind (HUGO & SCHALK, 1972), ergibt sich hiermit ein Maximalalter mit $1069 \pm 70 \text{ Ma}$ für die Nückopf Formation.

BORG (1995) stellt an Hand von lithostratigraphischen Profilen die regionale Verbreitung der Sinclair Sequenz dar (Abb. 3-4).

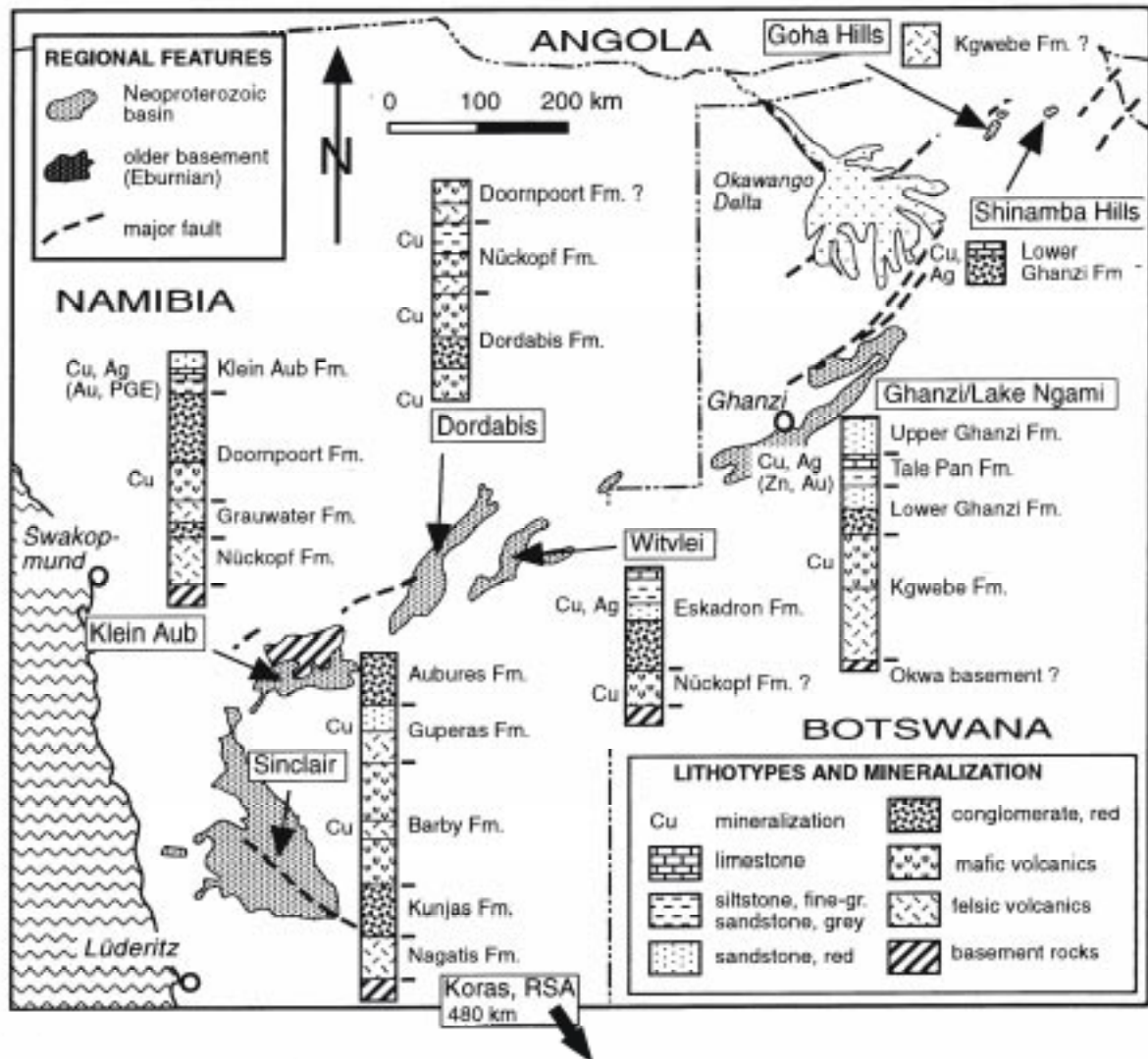


Abb. 3-4: Regionale Verbreitung der Sinclair Sequenz in Namibia und Botswana (nach BORG, 1995)

3.3.1 Nückopf Formation

Die Nückopf Formation besteht vorwiegend aus sauren Vulkaniten wie Rhyolithen, Ignimbriten, Porphyren und Aschentuffen. Untergeordnet sind basische Laven und Pyroklastite eingeschaltet. Quarzite und Konglomerate sind nur geringmächtig vorhanden. Die Gesamtmächtigkeit beläuft sich auf etwa 2000m. Intrudiert wird die Nückopf Formation von den Gamsberg Graniten.

3.3.2 Grauwater Formation

SCHALK (1970) und SCHULZE-HULBE (1979) stellen die Serizitquarzite und Konglomerate in die Sinclair Sequenz. Diese Einheit ist nach MARTIN & PORADA (1977) in tiefen kontinentalen Riftgräben entstanden. In Vergesellschaftung mit basischen Laven und rhyolithischen Tuffen erreicht die Einheit eine Mächtigkeit von etwa 2000m.

3.3.3 Doornpoort Formation

Die terrestrische Doornpoort Formation zeichnet sich durch rotgefärbte Sedimente (red beds) aus. Es sind aber auch evaporitische Rotsedimente enthalten (BORG, 1995). Untergeordnet sind basaltische Intrusiva eingeschaltet. Auf Grund fehlender Altersdatierungen ist das Alter dieser Formation nicht bekannt. Ein Minimalalter legt die Intrusion vom Typ der Gamsberggranite in die Doornpoort Formation fest.

3.3.4 Klein Aub Formation

Feinkörnige siliklastische Sedimente, Schwarzschiefer und vereinzelte Carbonate weisen auf eine flachmarine intratidale bis subtidale Transgression der Klein Aub Formation auf die Doornpoort Formation hin. Kupferanreicherungen finden sich den vereinzelt Carbonaten und werden von MARTIN (1965) und RUXTON (1986) als syngenetische Mineralisationen vom Kupferschiefer Typ interpretiert. BORG (1995) ordnet das Material störungsgebundenen epigenetischen Mineralisationen zu.

3.3.5 Gamsberg Granit Suite (GGS)

Diese Felsite gehören zu den jüngsten Graniten der Sinclair Sequenz. Zeitlich äquivalent dazu sind die Nückopf Vulkanite mit U/Pb-Altern von 1170 bis 1010Ma (BURGER & COERTZE, 1975 und 1976).

Im Umkreis des namensgebenden Gamsberges sind nach SCHÄFER (1997) sechs Varietäten von Felsiten der GGS zu unterscheiden. Nach dem Geländebefund ergibt sich eine Intrusionsabfolge von feinkörnigem Granodiorit, grobkörnigem Gamsberg Granit, feinkörnigem Granit, feinkörnigem Granodiorit, sillförmige Granitporphyre/porphyrische Rhyolithe und als jüngstes Ereignis rhyolithische Sills.

Quarz-Biotitschiefer, welche vermutlich der GVF angehören, sind als Xenolithe in den Granitoiden der GGS in Form von foliationsparallelen Schollen enthalten und werden von jüngeren Porphyren und Rhyolithen intrudiert.

Diese Felsite werden von ENE-WSW streichenden Amphibolitsills (Gamsbergamphibolite) durchschlagen. Diese Amphibolite werden von der Damara Sequenz abgeschnitten. Die Amphibolite sind fein- bis grobkörnig und im Kontaktbereich mit den Felsiten durch Kaliummetasomatose biotitisiert (KÜSTER, 1996). Nach KÜSTER kann an Hand der höheren Elementgehalte von Al_2O_3 , MgO , CaO , Cr und Ni sowie der niedrigeren Gehalte an TiO_2 , Fe , P_2O_5 , V , Y und Zr eine primitivere Gruppe (Typ B) von höher differenzierten Amphiboliten (Typ A) abgegrenzt werden. Das Ausgangsmaterial zeigt kontinentaltholeiitischen Charakter, welcher auf Grund der charakteristischen Elementgehalte im Bereich einer ausgedünnten kontinentalen Kruste, z.B. am Kontinentalrand oder in einem Rift entstanden ist.

Unabhängig von dieser Intrusionsabfolge deuten sich höhere U/Pb-Alter beim Granit im Vergleich zu den jüngeren rhyolithischen Sills und Pyroklastika an (diese Arbeit, Kapitel 6). Somit entspricht eine Platznahme in tieferen Krustenstockwerken höheren Altern als eine hypabyssale Bildung.

3.3.6 Zusammenfassung

Die Sinclair Sequenz ist auf Grund der geochemischen Signaturen der magmatischen Gesteine und der Faziesbedingungen der Sedimente einem kontinentalen Riftereignis zuzuordnen. Kompressive Komponenten welche Deformation und Metamorphose produzieren finden sich erst in der Damara Orogenese.

Der Zeitraum der Bildungsalter von 1200-1000Ma stimmt mit den kibarischen orogenen Prozessen des S' sich an den Kalahari Kraton anschließenden Namaqua Belt überein. Ein

Zusammenhang von Riftereignis der Sinclair Sequenz im RBI mit der zeitgleichen Lithosphärenkonvergenz im Namaqua Belt liegt nahe (PFURR et al., 1991), da ein kollisionsinduziertes Rifting die Konstanz des Krustenvolumens sichert.

Offen ist die Stellung der Sedimente der Doornpoort und Klein Aub Formation.

HOFFMANN (1989) stellt die Bitterwater, Doornpoort, Klein Aub und Eskadron Formation in die basale Damara Sequenz und bezeichnet diese als Tsumis Group.

Da die lithostratigraphische Einstufung der marinen Klein Aub Formation mit der Überlagerung durch die limnisch-fluviatilen Quarzite und Konglomerate der Kamtsas begründet wird, führt die beobachtete Verzahnung von Kamtsas mit der flachmarinen Duruchaus und deren Übergang in die vollmarine Hakos Formation der Nosib Group (persönl. Mittl. Weber) zu einer möglichen neuen Einstufung der Liegenden Partien. Die Übereinstimmung von lithofaziellen Merkmalen von Duruchaus und Klein Aub Formation, wie die intra- bis subtidalen flachmarinen Ablagerungsbedingungen und der terrestrischen durch „red beds“ gekennzeichneten Bildung der Kamtsas und in der Doornpoort Formation sowie die vermutlich zeitgleiche Ablagerung der Doornpoort und Klein Aub Formation im Klein Aub Becken auf den Prä-Damara-Einheiten (BORG, 1995), lassen ohne zusätzliche chronologische Einordnung die Möglichkeit einer panafrikanischen Bildung dieser Einheiten offen.

Die basalen Damara Einheiten am NW-Rand des Kalahari Kratons sind im Gegensatz zum N‘ Damara-Belt nur sehr geringmächtig ausgebildet oder fehlen ganz. Die Lage der Klein Aub Formation und Doornpoort Formation im Klein Aub Becken stellt für die Erhaltung einer potentiellen basalen Damara Einheit optimale Voraussetzungen dar, weil durch die Muldenposition eine Abtragung an den Grabenschultern des Damararifts verhindert wird. So können die von BORG (1995) für die Doornpoort beschriebenen subaerisch extrudierten tholeiitischen Basalte ein Äquivalent zu den die Gamsberg intrudierenden Basite darstellen.

Für den Bereich des Gamsbergs kann eine Intrusion der Basite in die Corona Formation ausgeschlossen werden, d.h. sie sind älter als die Swakop Group. Für die Nosib Group ist dies nicht zu beweisen, da auf Grund des Hiatus oder der Abtragung der Einheiten die basale Damara fehlt. Sollte die Doornpoort Formation ein Äquivalent der Kamtsas Formation darstellen, kann mit Hilfe der Geochemie ein Vergleich der Basite Abstammung und charakteristische Signaturen feststellen. Im Fall einer Übereinstimmung sind die Amphibolite, die am Gamsberg die GGS durchschlagen, in die Riftingphase der Damara Sequenz zu stellen und gehören damit der Nosib Formation an.

| Sinclair Sequenz | Formation | Lithologie | Intrusion |
|------------------|---------------------------|--|--|
| | Klein Aub | feinkörnige, rötliche Quarzite, Einschaltungen von kiesigen Quarziten Schiefen, Mergeln, Karbonatlinsen und Brekzienlinsen, Verzahnung von Konglomeraten mit Quarziten, braune Quarzite, basales Konglomerat (3700m) | |
| | Doornpoort | rote Quarzite, untergeordnet rote Schiefer, amygdaloide basische Laven wechsellagern mit sauren Tuffen basale grobklastische Konglomerate (3500m) | |
| | Eskadron | rote Quarzite und Schiefer, Einschaltungen von Mergeln, Karbonat- und Konglomeratlinsen, sedimentäre Brekzien (4500m) | |
| | | Diskordanz | |
| | Grauwater | rosa-grau bis braune Quarzite, geringmächtige Lagen aus basischen Laven und rhyolithischen Tuffen, lokal grobklastische basale Konglomerate (2000m) | Diabas und Quarzporphyr Dykes, selten Gamsberg Granit |
| | Nückopf 1210 \pm 8Ma | dominant saure Vulkanite (Rhyolithe, Ignimbrite, Aschenströme, Porphyre) untergeordnet basische Laven und Pyroklastite Quarzite, Konglomerate (2000m) | Gamsberg Granit Porphyry Dykes und Diabas 1079- 1221Ma |

Abb. 3-5: Verbandsverhältnisse der Sinclair Sequenz in der Southern Zone, der Southern Margin Zone und Southern Foreland; Altersdaten, wenn nicht anders vermerkt, sind obere Schnittpunktalter nach der U/Pb-Methode an Zirkonen

4 Die Damara Sequenz des Panafrican

4.1 Einleitung

Das Damara Orogen ist Teil des jungproterozoischen panafrikanischen orogenen Mobile-Belt-Systems, welches die Subkontinente Antarktis, Australien, Südamerika und große Teile Afrikas umfaßt.

Der orogene Prozeß setzt mit dem Zerfall des Superkontinentes Rodinia ein (PORADA, 1989). Durch die Dispersion der Platten kommt es zur Öffnung des Protosüdatlantik, dem sogenannten Adamastor Ozean, in der Zeit zwischen 780-750Ma. In der darauffolgenden Konvergenzphase bilden sich zwischen den Kratonen Rio de la Plata im W, dem Kongo im N und dem Kalahari im S die drei orogenen panafrikanischen Belts aus. Der im N gelegene N-S streichende Kaoko Belt bildet zusammen mit dem im S liegenden Gariep Belt und dem Damara Belt *sensu stricto* (s.s.) vermutlich eine Tripeljunction W der Hafenstadt Walfischbay (MARTIN & PORADA, 1977a). Zwischen dem Kongo im N und dem Kalahari Kraton im S sedimentiert das Material des Damara Belt s.s. etwa NE-SW streichend in verschiedenen rift-initiierten Grabensystemen. Eine Verbindung mit dem Zambesi Belt und dem Mozambique Belt wird vermutet, nach Westen wird die Fortsetzung in den Ribeira-Mantiqueira Belt in Südamerika postuliert (PORADA, 1979 und 1989).

An Hand der Vergenz der Falten wird eine Subduktion des Kalahari unter den Kongo Karton postuliert. Die beiden werden dann gemeinsam unter den Rio de la Plata Kraton subduziert.

Die Sedimentation der basalen Damara Sequenz im Kaoko und Damara Belt erfolgt in 6 Grabensystemen, die in Abb. 4-1 dargestellt sind (PORADA, 1985). Die Grabensysteme sind teilweise als Halbgräben ausgebildet und zu unterschiedlichen Zeiten synsedimentär aktiv gewesen.

4.2 Die tektonostratigraphischen Zonen des Damara Orogen *sensu stricto*

Die Bildung des Damara Orogens setzt nach MARTIN & PORADA (1977b) mit dem Rifting vor ca. 900Ma ein, wodurch mehrere subparallele NE-SW streichende Grabenstrukturen entstehen.

Die Grabenentwicklung beginnt mit der Öffnung des Nördlichen Rifts (C), gefolgt vom Zentralen Rift (D) wonach sich das Südliche Rift (F) öffnet (PORADA, 1989; Abb. 4-1).

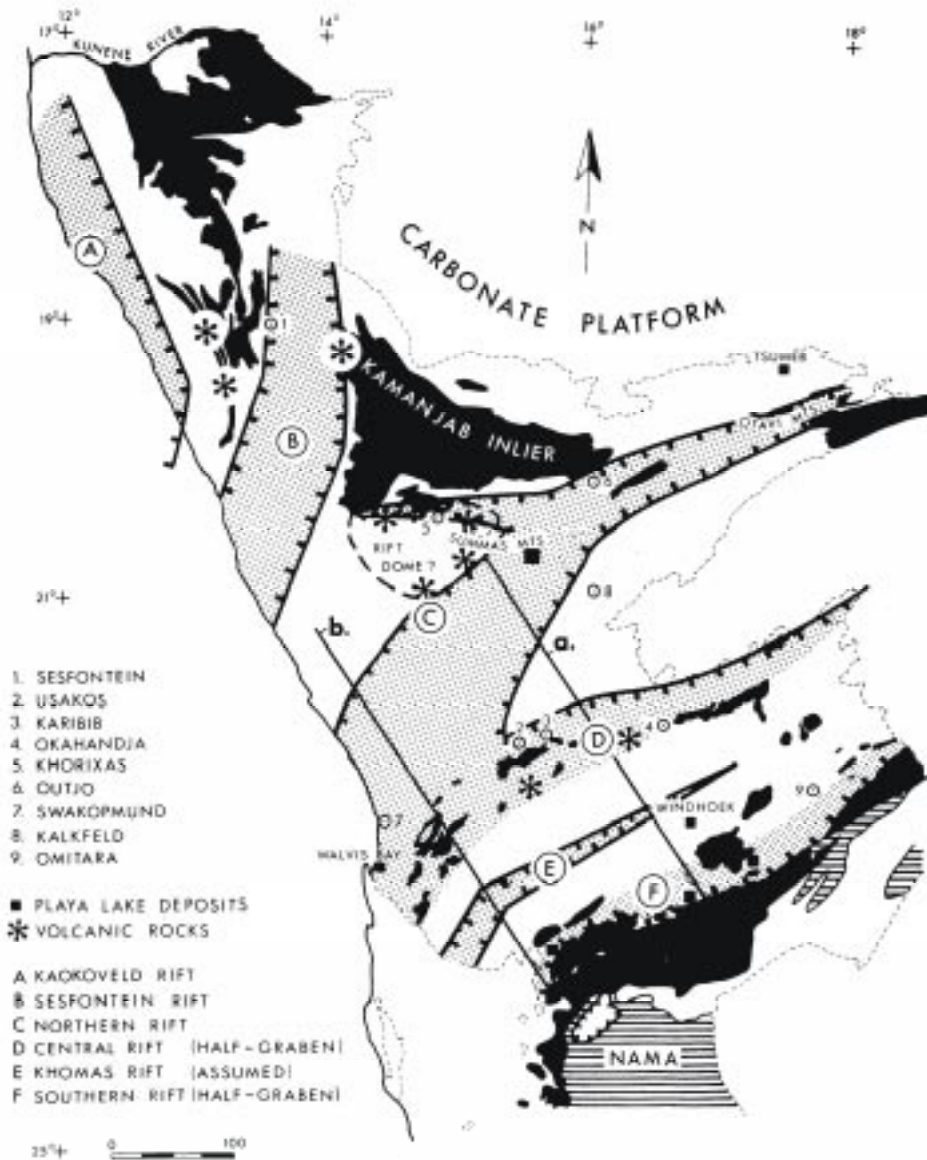


Abb. 4-1: Positionen der Riftsysteme während der frühen geosynklinalen Entwicklung des Damara Orogens (nach PORADA, 1985)

Zwischen Zentral Rift und dem Südlichen Rift öffnet sich mit fortlaufender Entwicklung des Damara Orogens das Khomas Rift (F), welches mit mächtigen Sedimenten der Swakop Group gefüllt wird (MILLER, 1983).

Diese Riftzone trennt den Kalahari Kraton im S vom Kongo Kraton im N. In diesen Bereich werden die Sedimente der Damara Sequenz abgelagert und metamorph überprägt.

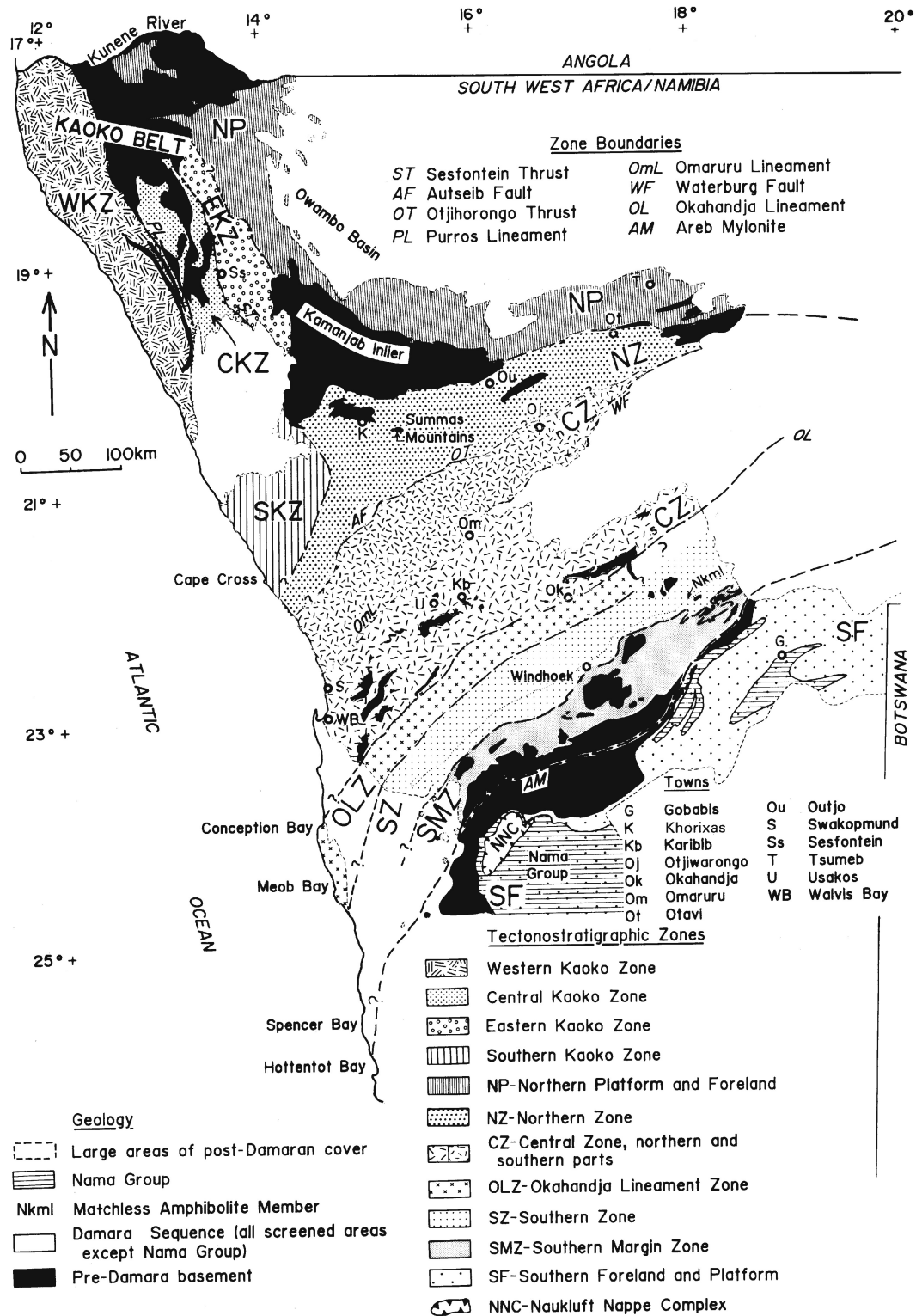


Abb. 4-2: Die tektonostratigraphischen Zonen des Damara Orogens nach MILLER (1983)

MILLER (1983) gliedert das Orogen in 7 Einheiten von N nach S parallel zum Streichen (Abb. 4-2).

Die Unterteilung der einzelnen Zonen erfolgt an Hand der Stratigraphie, der Struktur und dem Metamorphosegrad. Die Grenzen ergeben sich aus Verwerfungen (NZ/CZ), Lineamenten (CZ/OLZ) oder stratigraphischen Grenzen (SZ/SMZ).

Die Deformationsphase des Damara Orogens beginnt nach COWARD (1983) vor 650Ma im Kaokobelt, der NP, der NZ und der CZ. Für den Kaokobelt, die NP und die NZ endet diese Phase nach etwa 50Ma mit der Kontinentkollision des Kaokobelt. In der CZ endet die Deformation mit dem Zusammentreffen von Kongo und Kalahari Kraton vor etwa 540Ma.

Die **Northern Platform** (NP) bildet mächtige, schwach metamorphe Schelfcarbonate der Karibib Formation und Molassesedimente der Moulden Group des Owambo Basin. Diese Einheiten lagern bereits auf dem Kongo Kraton, der als Kamanjab Inlier und in verschiedenen Basement Ausbissen im N der NP auftritt.

Die **Northern Zone** (NZ) ist gegenüber der Central Zone (CZ) tiefer eingesenkt und zeigt metamorphe Bedingungen von 430-450°C und 2,5Kbar. Kennzeichnend für die NZ sind die mächtigen Riftvulkanite der Naauwpoort Formation (>6600m) und die mächtigen siliklastischen Turbiditserien der Okonguari und Zerissener Berg Formation, über denen Carbonate und flyschoiden Sedimente der oberen Swakop Group lagern (Karibib und Kuiseb Formation). Die Falten sind nordvergent und klingen in Richtung der NP aus. Der Metamorphosegrad nimmt ebenfalls nach N hin ab.

Entlang der Autseib-Otjohorongo-Störung schließen sich im S die Gesteine der **CZ** mit nach S einfallenden Störungen oder Überschiebungen an. Entlang der Okahandja Lineament Zone (OLZ) hebt sich die CZ in einer synorogenen Bewegung um 20 bis 25km (MILLER, 1983). Die Gesteine dieser Zone sind bis auf die basalen Damara Einheiten des Orogens und des Basementunterlagers abgetragen. Die Metamorphosebedingungen liegen bei 660-700°C und 2,5-3Kbar, wodurch es zu verbreiteter partieller Schmelzbildung kommt. Der SE-Teil der CZ ist am stärksten herausgehoben, wie an dem häufigen Auftreten von Basement Inliers im Kartenbild zu erkennen ist (Abb. 4-2).

Das **Okahandja Lineament** trennt die CZ von der OLZ. Es kommt hier zu Änderungen in der stratigraphischen Abfolge, dem Metamorphosegrad und zu deutlichen Strukturveränderungen im seismischen Profil. Das Lineament selbst zeichnet sich durch den vertikalen, isoklinalen Faltenbau mit senkrechten Schicht-, Schiefer-, und Scherzonen bei einer Mächtigkeit von 500-2000m aus. In die OLZ intrudiert der postorogene Donkerhoek Granit mit einem Alter von 520 Ma.

Die **Southern Zone** (SZ) stellt eine an der OLZ ca. 20km tief abgesenkte SE-vergente Muldenstruktur dar, in welcher flyschoiden Sedimente der Swakop Group (Kuiseb Formation) mit Mächtigkeiten von mehr als 10km im Khomas Trog abgelagert sind (PORADA & WITTIG, 1976, 1983; KUKLA 1992). Der amphibolitfazielle Metamorphosegrad (580-600°C/4-4,5Kbar) ändert sich in Richtung der SMZ mit steigendem Druck und abnehmenden Temperaturen (500-550°C/6,5-8Kbar). In der SZ steht auch der Matchless Amphibolit an, der sich in einem etwa 350km langen Ausbiss mit einer Breite von 1-3km von SW-NE erstreckt.

Die **Southern Margin Zone** (SMZ) wird durch spätorogene Prozesse zwischen 525-500Ma gegenüber der SZ um 10km angehoben. Dieses ist vermutlich das initiale Ereignis für den Beginn des Naukluft-Deckentransportes nach S auf das Southern Foreland (SF).

Die Molassesedimente der Nama Group des **Southern Foreland** (SF) aus dem Damara und dem südlichen Gariep Orogen liegen wie auch die SMZ und Teile der SZ bereits auf dem Kalahari Kraton. Die im N des SF auftretenden offenen bis engen SE-vergenten Falten gehen nach S hin in eine weitspannige offene Faltung über, die in der N' und W' Nama Group ausklingt. Die jüngstproterozoischen bis altpaläozoischen unmetamorphen Flachwassercarbonate und überlagernden Molassesedimente der Nama Group setzen sich bis nach Südafrika und in das östliche Vorland des Gariep Belt und den weiter südlichen Saldania Belt fort. Die thermische und strukturelle Überprägung des Basementunterlagers durch die Damara Orogenese nimmt von NW nach SE ab.

Weiter im Süden liegt der allochthone Naukluft-Decken-Komplex (NDK) auf der N' Nama Group. Die alpinotype Tektonik des NDK weist nach HARTNADY (1978) und MARTIN et

al. (1983a,b) eine Verschiebungsrichtung nach SE mit Transportweiten von 50-80km auf. Ein intrudierter Dolomithorizont (sole dolomite) dient dabei als Gleitebene für diese Deckenüberschiebung unter hohen Porenwasserdrücken (BEHR et al., 1981; BEHR et al., 1983; WEBER & AHRENDT, 1983).

Nach neueren Untersuchungen (WEBER, 1998) stellt der „sole dolomite“ nicht die Gleitschicht des NDK dar, sondern ist ein posttektonischer Hydrothermalkarst im Niveau der carbonatischen Ultramylonite der Deckenbahn.

4.3 Lithostratigraphie

Die Stratigraphie der Damara Sequenz beruht fast ausschließlich auf lithostratigraphischen Grundlagen, da Fossilien für eine biostratigraphische Gliederung weitgehend fehlen. Isotopengeologische Untersuchungen sind selten. Im folgenden werden die Ergebnisse von Diplomarbeiten und Detailkartierungen nach BÖHM 1998, HILKEN 1998, SCHÄFER 1997, EICKHOFF 1996, KÜSTER 1996, VIETOR 1996, BAUER 1995, RAAB 1995, ZEMKE 1995, NAGEL 1994 zusammengefaßt.

| | | Formation | Lithologie (max. Mächtigkeit) |
|----------------|--------|------------|--|
| Damara Sequenz | Swakop | Khomas | Kuisseb Biotitschiefer, Biotit-Quarzit, Graphit-schiefer, Kalksilikate, Amphibolite (Matchless) (10000 m) |
| | | | |
| | | | |
| | | Auas | Quarzite, Biotitschiefer, Marmore, Amphibolite, Itabirit (1800 m) |
| | | Chuoss | Geröllschiefer, Konglomerate, Mixtite, Quarzite, Schiefer, Itabirite, Amphibolite, Kalksilikate (1650 m) |
| | | Diskordanz | |
| | Kudis | Blaukrans | Graphitschiefer, Quarzite, Quarz-Glimmerschiefer, Marmore, Konglomerate (1200 m) |
| | | Hakos | Quarzite, Schiefer (2000 m) |
| | | Corona | Marmore, Glimmerschiefer, Konglomerate (120 m) |
| | Nosib | Diskordanz | |
| | | Duruchaus | Phyllite, Quarzite, Karbonate, Konglomerate (5000 m) |
| | | Kamtsas | Quarzite, Arkosen Konglomerate (6200 m) |

Hartelust Ignimbrit 609Ma+8-15

Diskordanz

N-Ufer Naauwpoortlaven 757Ma+-1
Gariepbelt 741Ma+-6

Abb. 4-3: Stratigraphie der Damara Sequenz nach SACS (1980); Altersdaten, wenn nicht anders vermerkt, sind obere bzw. untere Schnittpunktalter nach der U/Pb-Methode an Zirkonen; der Hartelust Ignimbrit ist nach isotopengeologischen Daten jünger als der Matchless Amphibolit der Kuisseb Formation

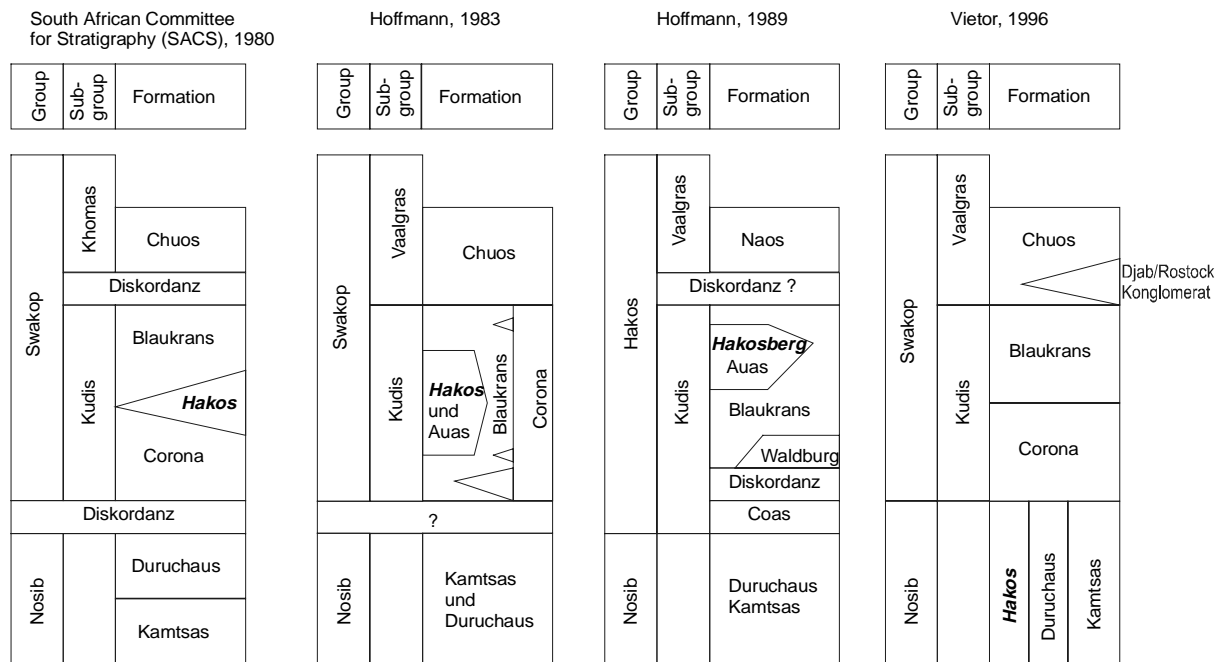


Abb. 4-4: Lithostratigraphische Gliederung der Nosib und Swakop Group im südlichen Damara Belt nach SACS (1980), HOFFMANN (1983, 1989) und VIETOR (1996)

4.3.1 Nosib Group

In diese Group werden die limnisch-fluviatile Kamtsas Formation und die überwiegend klastische flachmarine teilweise in Sabkha-Playa Fazies entwickelte Duruchaus Formation gestellt. Die Sedimentation beginnt nach MILLER (1983) vor 1000-900Ma. Aktuelle Datierungen an Zirkonen des Oas Syenit, welcher die Nosib Group am S' Kongo Kraton intrudiert, definieren ein Mindestalter von 756 ± 2 Ma (HOFFMAN et al., 1996). Nach MARTIN & PORADA (1977) ist die Kamtsas mit größerer Mächtigkeit an einzelne Gräben des Damara-Riftstadiums gebunden. Diese werden von klastischen, flachmarinen Einschaltungen (tidal flats) der Duruchaus Formation überlagert, welche in deren stratigraphisch höheren Segmenten dolomitische Carbonate und Sedimente hypersalinerer Bildungsbedingungen wie Sabkha- teilweise auch einem Playa-Environment beinhalten. Am NW Rand des Kalahari Kratons vollzieht sich der Übergang von limnisch fluviatiler Kamtsas zu den tidal flats der Duruchaus von E nach W.

Eine vollmarine Entwicklung der Nosib Formation findet sich nach VIETOR (1996) weiter W' in den Hakosbergen im sich zum Adamastor Ozean öffnenden Hakos-Trog (Abb. 4-5).

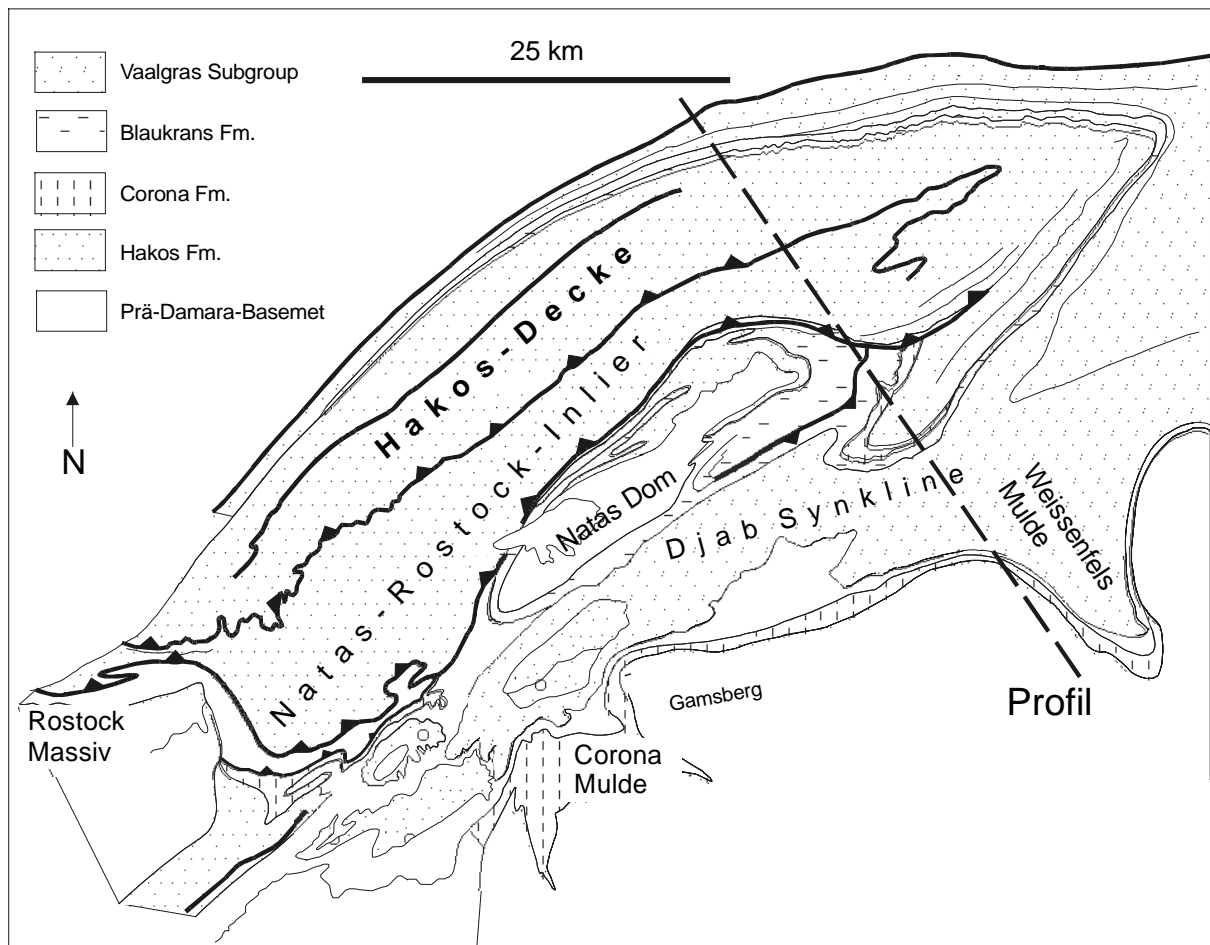


Abb. 4-5: Geologische Situation der basalen Damara Sequenz am NW Rand des Kalahari Kratons (nach VIETOR, 1996)

Diese etwa 1500m mächtige Einheit liegt überkippt auf invers liegender Corona Formation und bildet nach PORADA & WITTIG (1976) das Chaibis Member als Schelffazies mit mächtigen Quarziten mit Einschaltungen von dünnen Schwarzschieferlagen, welche in Schwarzschiefer und quarzitischer Turbidite des Chausib Member als Beckenfazies übergeht (Abb. 4-6).

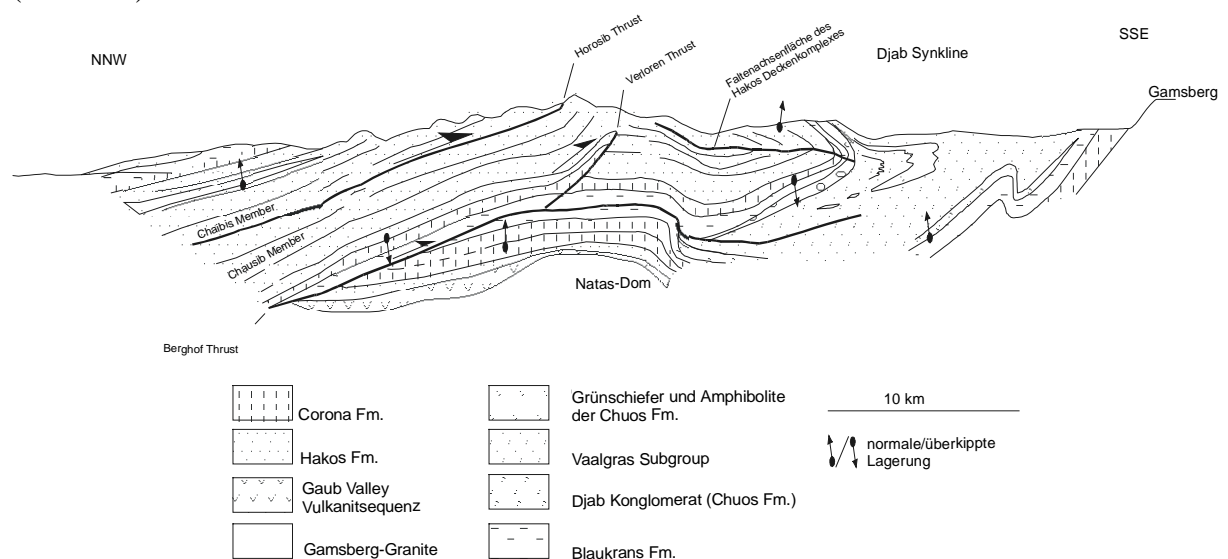


Abb. 4-6: Profil durch die Hakosberge, NNW-SSE (nach VIETOR, 1996), für Profillinie siehe Abb. 4-5

Regional sind an der Basis der Nosib im Bereich des Natas Doms NE' vom Hakos geringmächtige limnisch-fluviatile Quarzite und Diamiktite ausgebildet, welche terrestrische Äquivalente zur Kamtsas Formation darstellen bzw. äquivalent zur marinen Hakos sind und als Kos Member bezeichnet werden. In größerer Mächtigkeit treten diese Quarzite und Konglomerate im SW-Teil der Djab-Mulde auf deren NW-Flanke auf.

Eine Überschiebung existiert im Grenzbereich zwischen überkippt liegender Hakos Formation und überkippt liegender Corona Formation nicht. Es handelt sich eindeutig um einen stratigraphischen Übergang in die hangende Corona Formation. Die strukturelle Abwicklung dieser komplexen Einheit ergibt einen WSW nach ENE verlaufenden marin beeinflussten Graben, der von der Beckenfazies in WSW in eine Schelffazies in Richtung ENE übergeht. Diese Abwicklung entspricht in Raumlage und Ausbildungsform der Erstreckung des Adamastor Ozean, wobei der ursprüngliche Ablagerungsraum mindestens 50km weiter NW' des Natas Domes liegt. Der Überschiebungsbetrag ist im SW größer als im NE, so daß die Chaibis Formation auf die Chausib Formation überschoben wird.

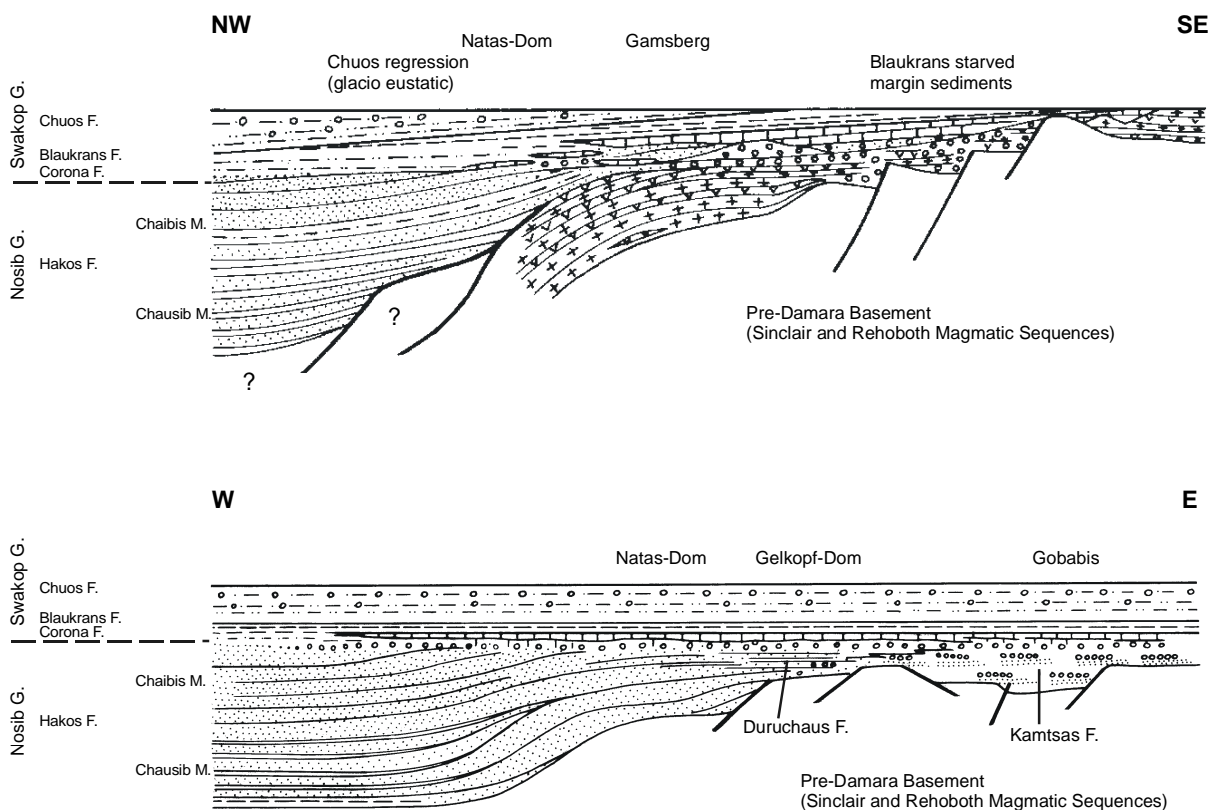


Abb. 4-7: Lithofazielle Entwicklung der basalen Damara Sequenz am Südwestrand des Damara Orogens (nach WEBER & VIETOR, 1996)

In der Zentralzone werden limnisch-fluviatile Äquivalente der Kamtsas Formation, hier als Etusis Formation bezeichnet, von Kalksilikat-führenden Paragneisen der Khan Formation überlagert. Diese gebänderten migmatischen Amphibol- und Klinopyroxen führenden Paragneise stellen den Beginn der marinen Transgression mit carbonatischen, sedimentären Edukten und einem reduzierten klastischen Eintrag dar. Diese marine Ingression ist analog zur Hakos Formation nur im Westteil der CZ entwickelt. Weiter in Richtung E verzahnt sich die marine Einheit mit der dort noch entwickelten limnisch-fluviatilen Etusis Formation.

Innerhalb der Nosib Group ist die am S-Rand des Kongo Kratons von W nach E fortschreitende marine Transgression zu erkennen: während der Varianto Tillit im E direkt auf

der Kamtsas aufliegt, schalten sich nach W zunehmend marine Schichten im Liegenden des Tillits ein.

Direkt in der NZ ist eine grundsätzlich unterschiedliche Entwicklung in der Stratigraphie zu beobachten.

Im östlichen Teil der NZ ist ein prä-Chuos Turbiditbecken entwickelt, in dem etwa 5000m mächtige Sedimente der Okonguari Formation im Ostteil des Beckens auf Kamtsas Formation, hier Etusis genannt, abgelagert sind (PORADA & WITTIG, 1983). Die Sedimente der Okonguari Formation sind post-Nosib, da sie Carbonate der die Nosib überlagernden Abenab Subgroup enthalten. Die Schüttung erfolgte für die kalkigen Turbidite von N und für die silikatischen Turbidite aus E.

Ein Übergang zu den westlich gelegenen mächtigen Riftvulkaniten der unteren Naauwpoort Formation (>6600m) wird vermutet. Diese Ignimbrite geben eine zeitliche Richtgröße für die Nosib Formation mit einem U/Pb-Alter von 728 ± 40 Ma und 750 ± 65 Ma (MILLER & BURGER, 1983) und 756 ± 2 Ma (HOFFMAN et al., 1996) und die in S' Gariep-Belt mit Zirkon datierten Rhyolithe mit einem Alter von 741 ± 6 Ma (FRIMMEL et al., 1996). Die oberen Naauwpoort Laven mit einer Mächtigkeit von 1400m verzahnen sich mit den Carbonaten der basalen Swakop Group.

Weiter westlich reichen die auf der Kamtsas Formation abgelagerten Turbidite der Zerissener Berg Formation der prä-Chuos Subsidenz auf Grund von Dropstone Funden mindestens bis in die Chuos Zeit (SWART, 1992). Die distalen Ausläufer des Turbiditbecken werden im off-shore Bereich bzw. in Südamerika erwartet.

Diese 3 marinen Becken der NZ in denen kein Ozeanboden entwickelt ist werden als Ugab-Trog zusammengefaßt und zeigen eine erhebliche prä-Chuos Subsidenz im Gegensatz zum Khomas Trog, dessen Hauptsubsidenz post-Chuos ist.

4.3.2 Swakop Group

Der marine Corona Marmor an der Basis der Swakop Group zeigt die zunehmende Absenkung des südlichen Vorlandes und die marine Ingression eines ästuarinen bis sehr flachmarinen Milieus auf die Einheiten der Rehoboth und Sinclair Sequenz. Dieser Hiatus zur Liegenden Sinclair Sequenz ist im NW' und SW' Bereich des Kleinen und Großen Gamsberg, wie auch in der Umrandung der Weissenfelssynklinae, durch Detailkartierungen nachgewiesen. Im Gebiet SW des Gamsbergs bis zur Areb Scherzone lagern die Carbonate der Corona Formation in Muldenpositionen, teilweise unterlagert von Konglomeraten, auf den Gesteinen der Rehoboth oder Sinclair Sequenz direkt auf.

Die heutige Landoberfläche entspricht teilweise der zur Zeit der Ablagerung der Corona Formation. Im Bereich der Henno-Martin-Berge kommt es nur örtlich zur Ausbildung eines Konglomerates, weshalb die Corona Carbonate direkt auf den Basamenteinheiten aufliegen. Diese Corona Auflage kann in Muldenpositionen durch carbonatische Arkosen ersetzt werden, die teilweise auch konglomeratisch ausgebildet sind. Auf Farm Kromhoek und Daagbreek erreichen die Corona Marmore ihre größte Mächtigkeit und liegen auf Carbonatphylliten stark wechselnder Mächtigkeit. Im Liegenden der Phyllite treten diamikte Konglomerate auf, welche unterschiedliche Grundgebirgseinheiten überlagern. Der Inhalt der Diamiktite hängt direkt vom Untergrund ab und zeigt kaum Einflüsse von Sedimenttransport, so daß ein Transport der Klasten vernachlässigbar ist und diese Diamiktite als verwitterte Bodenprofile präkambrischer Gesteine zu deuten sind (NAGEL, 1994). Zeitlich äquivalent können die Einheiten der glazigenen Berghof und der Blaubeeker Formation sein, da die Nosib Formation in diesen Bereichen ausfällt oder extrem stark ausgedünnt ist.

Die Corona Formation setzt sich aus charakteristisch weißen bis grauen dolomitischen oder calcitischen Marmoren zusammen. Stellenweise sind braune teilweise siltige Carbonatphyllite

eingeschaltet. An der Basis finden sich verbreitet diamikte Konglomerate mit Klastgrößen von 1m bei Mächtigkeiten bis zu 30m. Die basalen Konglomerate können sich zum Hangenden wie auch lateral mit konglomeratischen Sandsteinen und Arkosen verzahnen. Das Klastenmaterial stammt aus den Liegenden Einheiten des Prä-Damara-Basement sowie aus Quarziten. Die Mächtigkeiten und Ausbildungsformen der Corona Formation sind regional sehr unterschiedlich und reichen von Sabkha Fazies bis zu klastischen Schüttungsfächern. Dabei können die typischen Marmore durch quarzitisches Sandsteine und Siltsteine vertreten werden. Dies zeigt die stark wechselnden Ablagerungsbedingungen für die Corona Formation im küstennahen Bereich.

Die Schwarzschiefer der Blaukrans Formation stehen bei Ausbildung von hypersaliner Sabkha Fazies in lithofazielltem Übergang zur liegenden Corona Formation. Die in die Schwarzschiefer eingeschalteten Carbonate enthalten Ankerit und Siderit. Pyrit findet sich nur untergeordnet in Fe-Carbonaten und in den Schwarzschiefern in Millimeter bis Zentimeter großen Mineralen. Die Blaukrans Formation stellt ein typisches Transgressionssediment dar, welches sich auf einer ausgedehnten Schelfplattform bildete. Durch die mangelnde Zufuhr klastischen Materials entwickelt sich ein „starved margin“.

Prominenter Leithorizont ist die glazigene Chuos Formation. Die einsetzende Chuos-Vereisung kann die Zufuhr von Klastika in das vorgelagerte Schelf vermindert haben, denn schon in der oberen Blaukrans Formation finden sich an Hand vereinzelter Dropstones Hinweise auf eine Vereisung. Neben den glazigenen Dropstones sind auch diamikte Konglomerate, Metapsammite und ungradierte Quarzithorizonte sowie häufige Rinnenfüllungen mit quarzitisches Sandsteinen eindeutige Hinweise auf einen sehr flachmarinen Bereich der Chuosbildung im Rahmen einer glazioeustatischen Regressionsphase. Diese Regression produziert an der Basis der Chuos Formation ein polymiktes Konglomerat, welches im Rostock Gebiet auf verschiedene Prä-Chuos Einheiten bis hin zur Sinclair und Rehoboth Sequenz übergreifend regressiert und dort als Rostockkonglomerat bezeichnet wird (PFURR, 1990, PFURR et al., 1991). Im Bereich der Djab Syncline wird dieses Material als Djab Konglomerat bezeichnet. Die Klasten bestehen aus Carbonaten der Corona Formation, welche teilweise stratiforme Marmorhorizonte ausbilden. Daneben treten im Konglomerat auch quarzitisches Gerölle und felsische Metavulkanite sowie Granite auf.

Die Chuos Formation läßt sich lithostratigraphisch nur auf Grund ihrer Diamiktite und Dropstones identifizieren. Nach HENRY et al. (1990) sind die regionalen und lokalen Mächtigkeitsschwankungen der Chuos Formation auf synsedimentäre Tektonik und ein erhebliches submarines Relief zurückzuführen. Schollen von Carbonaten und Magnetitquarziten im zehner bis hunderter Meterbereich werden als Olistolithe in den diamikten Rutschmassen der Chuos Formation in der SW‘ CZ gedeutet, so daß es sich bei den Diamiktiten um „mass flow deposits“ handeln kann. Die großen Mächtigkeitsschwankungen im Gebiet der Djab Syncline im Vergleich zur erheblich geringeren Mächtigkeit auf der NW-Seite der Hakosstruktur sind nur zum Teil auf sedimentäre Vorgänge zurückzuführen und resultieren zum Großteil aus der tektonischen Verdickung durch Überfaltung und Verschuppung vor der Front des Hakosdeckenkomplexes (VIETOR, 1996).

Direkte Auflagerung von glazigener diamikter Chuos Formation auf kristallines Basement und Nosib Sedimente beschreiben HOFFMANN & PRAVE (1996) aus der Otavi Group am N-Rand des Damara Belt.

Einzelne extrabasale Klasten in dieser pelitischen Matrix deuten auf zeitgleiche glazigene Einflüsse hin.

Im Hangenden der Chuos Formation folgen die Melrose und die Mahonda Formation der Vaalgras Subgroup.

Das Top der Vaalgras Subgroup stellt nach SACS (1980) der Hartelust Ignimbrit dar.

Trotz der geringen Mächtigkeit ist das Material mit der charakteristischen rötlichen Färbung über 240km im Ausbiss in NE-SW Erstreckung bis hinter Windhoek zu verfolgen.

Eine mögliche Genese stellt ein untermeerischer Austritt stark verkieselter rhyolithischer Flows dar, die in die aquatischen Sedimente der Damara Sequenz magmatisch exhalativ eingeschaltet sind. Das Eisen wird bei diesem Vorgang durch die Chloride des durch den Ozeanboden zirkulierenden Meerwassers komplexiert, aus dem Material ausgetragen und oxidisch vom Meerwasser in den Flows des Hartelust Members gefällt. Es fehlen aber dazu im Verband mit dem Hartelust Ignimbrit Eisenlagerstätten des Lahn-Dill-Typ mit den typischen Magnetit und Hämatit Anreicherungen.

Eine Genese als Sill ist trotz des charakteristischen Ausbisses nicht auszuschließen, da Feldspäte regional deutlich größer ausgebildet sind als die Quarzmatrix. Das U/Pb-Alter von 609+9-15Ma hat einen zu großen zeitlichen Abstand zur Chuos Formation mit einem Alter etwa 750Ma.

Eine Genese als Ignimbrit scheint auf Grund des Ausbiß im Gelände plausibel. Nach HOFFMANN (1989) stellt der Hartelust Member eine Tiefwasser Fazies dar.

Eine weitere Absenkung des Beckens in der Ausbildung des Khomas Troges zeigt sich in der Faziesausbildung der Hangenden **Kuiseb Formation** in der SZ.

In den basalen Teilen dieser mächtigen psammitischen und pelitischen monotonen Folge lagern sich die allodapische Kalke der Tinkas Turbidite ab, die als zeitliche Äquivalente der Karibib Formation angesehen werden. Ihre distalen Kalkturbidite verzahnen sich mit dem Matchless Member (MM) Abb. 4-8.

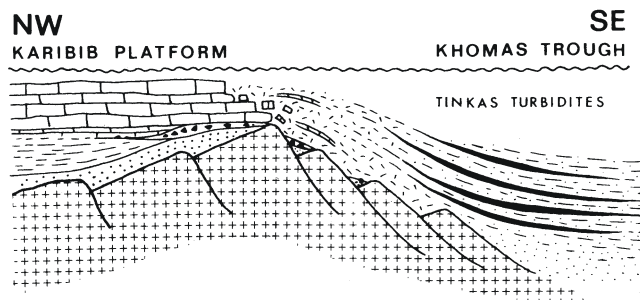


Abb. 4-8: Hypothetischer Schnitt von der Karibib Plattform in den Khomas Trog (nach PORADA, 1985)

Die sedimentäre Tiefseefazies wird von KUKLA (1990) postuliert. Die Fortentwicklung dieser Phase in den Zustand einer Ozeanöffnung zeigt der gabbroide MM an, der über mehrere hundert Kilometer im Streichen aushält und in die Kuiseb Formation eingeschaltet ist. Die Carbonate der Tinkas Turbidite überlagern vollständig die Liegende Chuos Formation. Die Chuos wird im Bereich der Ozeanbodenspreizung durch den neu gebildeten gabbroiden MM ersetzt und verzahnt sich mit den Tinkas Turbiditen.

4.3.3 Zusammenfassung

Die stark wechselnden Ablagerungs- wie auch Bildungsbedingungen zeigen sich an den extrem großen Fazies- und Mächtigkeitsschwankungen. Die lateralen Verzahnungen sind Indiz für die ständig sich verändernden Sedimentationsräume durch die sich fortlaufend verschiebenden Bereiche der Trans- und Regressionsmilieus. Das Prä-Damara-Auflager aus Sinclair und Rehoboth Sequenz zeigt dabei ein deutliches Relief, in welchem sich basale Einheiten der Damara Sequenz wie die Nosib Group und Corona Formation unabhängig von orogen induzierten Gräben in Muldenpositionen ablagernd und damit unterschiedliche Mächtigkeiten und Fazies produzieren.

Dies steht in deutlichem Gegensatz zu den mächtigen Ablagerungen der Nosib im N‘ Damara Orogen, am S-Rand des Kongo Kratons.

Durch die mächtigen Riftvulkanite der Naauwpoort Formation unterscheidet sich der Ugab-Graben der NZ erheblich von allen später folgenden, da diese Ablagerungen vor einer glazigenen Phase stattfinden und Sedimente der Nosib Group beinhalten. Der Verlauf des Ugab Troges zeichnet sich an Hand der negativen magnetischen Anomalien ab, welche durch die Überdeckung des Grundgebirges durch mächtige Sedimentformationen hervorgerufen werden.

In das westliche Becken der „Zerrissener Berg Turbidite“ wird auch noch während der Chuos Formation bis in den Zeitraum der Karibib Turbidite sedimentiert. Im Khomas Trog hingegen setzt die Hauptsubsidenz nach der Chuos Vereisung ein. Durch die Öffnung des Khomas Troges wird die Entwicklung des N‘ Ugab-Troges noch vor dem Erreichen des Driftstadiums mit der Ausbildung eines stark abgesenkten marinen Beckens beendet, ohne das es zur Ausbildung eines ozeanischen Bodens kommt. Es entwickelt sich eine Carbonatplattform, welche bis in die Zentralzone reicht und von der Karibib Formation und deren N‘ Äquivalenten der Tsumeb Subgroup gebildet wird.

Der Ugab-Trog stellt vermutlich die ursprüngliche Grenze zwischen Kongo und Kalahari Kraton dar, da deutliche negative Anomalien in der NZ den Bereich mächtiger sedimentärer Ablagerungen auf dem sehr tiefgelegenen magnetischen Basement nachzeichnen (EBERLE et al., 1995). Vermutlich war die Spreizungsrate des Ugab-Troges zu gering, so daß das Rift abstarb und im weiteren Verlauf des Damara Rifting sich der Khomas Trog öffnet, in welchem es bis zur Ausbildung von Ozeanboden in Form des Matchless Member kommt.

5 Diskussion geochronologischer Ergebnisse im Umfeld des Kalahari Kratons

5.1 Archaische Komponenten des Kaoko Belt

Große Teile des N-S streichenden panafrikanischen Kaoko Belt sind geochronologisch kaum untersucht und die geologischen Abfolgen mangels biostratigraphischer Merkmale ungeklärt. SETH et al. (1998) können in einem E-W Profil des Hoanib River durch das Kaoko Belt im E' Bereich unter Anwendung der Einzelzirkonbestimmung mit Hilfe der SHRIMP einen Gneisprotolithen mit Altern von 2645 bis 2585Ma datieren. Sie postulieren ein Zirkonneuwachstum durch thermische Einflüsse vor etwa 2285Ma. Für den Zeitraum von 1985Ma bis 1960Ma belegen Zirkonalter von Granitintrusionen magmatische Aktivität und korrelieren mit Altersdaten der Rehoboth Sequenz. Im zentralen Teil des Hoanib River Profiles können die Autoren die Platznahme eines granitischen Orthogneises mit einem Bildungsalter von etwa 1500Ma datieren.

Der W' Teil des Profiles besteht aus Granitoiden der neoproterozoischen Damara Orogenese. Die Platznahme erfolgt im Zeitraum von 656Ma bis 552Ma. Sm-Nd-Isotopien und Xenokristalle von Zirkonen zeigen die Beteiligung älterer Krustenkomponenten. Die Intrusion eines küstennahen Granit mit einem Pb/Pb-Alter von etwa 564Ma stellen die Autoren in Zusammenhang mit der letzten hochgradigen Metamorphose im Kaoko Belt, welche nahezu zeitgleich der letzten Damarametamorphose ist.

5.2 Die Sequenzen am NW-Rand des Kalahari Kraton

Nach SACS (1980) werden die Gesteine am NW-Rand des Kalahari Kratons vier verschiedenen orogenen Zyklen zugeordnet. Dies sind die Prä-Rehoboth, die Rehoboth, die Sinclair und die Damara Sequenz. Einzelne Formationen sind auf Grund aktueller Geländebefunde und isotopengeologischer Untersuchungen stratigraphisch neu einzustufen.

5.2.1 Rehoboth Sequenz

Im weiteren Umfeld des Kalahari Kratons sind von BURGER & COERTZE (1976) der **Fransfontein Granit** mit 1730 ± 30 Ma und 1870 ± 30 Ma sowie von TEGTMEYER & KRÖNER (1985) der **Epupa** Komplex im nördlichen Kaokobelt mit 1795 ± 33 - 29 Ma, der **Kamanjab** Inlier (Huab Komplex) mit 1811 ± 39 - 35 Ma und ein **post-Huab** Granit mit 1749 ± 78 - 70 Ma durch die U/Pb-Methode datiert. Die Autoren leiten daraus ein regional ausgedehntes, krustenbildendes Ereignis ab, welches dem mittelproterozoischen Eburnian im westlichen, zentralen und östlichen Afrika (CAHEN et al., 1984) zugeordnet wird.

In regional engerer Verbindung zum Kalahari Kraton stehen die Einheiten des Rehoboth Basement Inlier (RBI), da diese den NW-Rand des archaischen Kraton umsäumen.

Die sauren Vulkanite der **Neuhof Formation** werden von BURGER & WALRAVEN (1979) mit 1784 ± 45 Ma datiert. Die Sm/Nd-Isochrone von fünf Amphiboliten der Neuhof Formation (ZIEGLER & STOESSEL, 1993) ergeben ein Alter von 1821 ± 305 Ma mit einem Initial von 0,51038. Die T_{DM} -Alter liegen zwischen 2300 bis 2150Ma während für die Auswertung nach CHUR geologisch unsinnige Alter zwischen 1700 bis 1500Ma entstehen. Der nach REID et al. (1988) die Marienhof Formation intrudierende **Swartmodder Granit** wird nach der U/Pb-Methode mit 1630 ± 50 Ma (BURGER & COERTZE, 1975) und 1784 ± 45 Ma (BURGER & WALRAVEN, 1979) sowie nach Rb/Sr mit 1639 ± 25 Ma bei einem Initial von 0,708 (REID et al., 1988) datiert. Der Swartmodder Granit wird wiederum vom Piksteel Granodiorit intrudiert (REID et al., 1988).

Das Rb/Sr-Alter des den WIC intrudierenden **Piksteel** Granodiorit geben REID et al. (1988) mit 1170 ± 20 Ma bei einem Initial von 0,7095 an. Das höhere U/Pb-Alter von 1476 ± 30 (BURGER & COERTZE, 1975) führen REID et al. (1988) auf ererbte Zirkonkomponenten zurück, da ein weiteres U/Pb-Alter des Piksteel von 1076 ± 1 Ma (BURGER & WALRAVEN, 1977) das Rb/Sr-Alter bestätigt zumal der nahegelegene Swartmodder Granit im Rb/Sr-System nicht gestört ist. ZIEGLER & STOESSEL (1991) datieren den PIC mit U/Pb auf 1511 ± 51 Ma und das Rb/Sr-System mit 1057 bzw. 1298 Ma. Äquivalente wie der Borodino und der Opetjie Pluton ergeben U/Pb-Alter von 1364 ± 11 bzw. 1782 ± 8 Ma mit inkonsistenten Rb/Sr-Altern von 1489 Ma bzw. 1164 Ma. Die T_{DM} -Alter ergeben einen Abtrennungszeitraum von 2200 bis 1700 Ma und sind damit dem Eburnian zuzurechnen. HILKEN (1998) datiert mit Zirkonen Gneise des PIC mit oberen Schnittpunktaltern von 1740 ± 144 -105 und 1627 ± 93 -77 Ma. Für einen Gneis der in direktem Verband mit der Elim Formation steht, welche auch vom PIC intrudiert wird ergibt sich ein $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 1645 ± 40 -41 Ma.

Die **Elim Formation** wird vom Alberta Komplex mit einem Rb/Sr-Alter von 1442 ± 32 Ma bei einem Initial von 0,70183 intrudiert (REID et al., 1988). ZIEGLER & STOESSEL (1993) definieren eine Rb/Sr-Isochronen an Glimmerschiefern der Elim Formation von 948 ± 197 Ma bei einem Initial von 0,704 und führen dies auf eine Homogenisierung des Systems zum Zeitpunkt der Gamsbergintrusion zurück. T_{DM} -Alter nach ZIEGLER & STOESSEL (1991) liegen zwischen 2400 bis 2000 Ma. Das Sm/Nd-Isochronenalter ist mit 2006 ± 237 Ma bei einem Initial von 0,51031 als Zeitpunkt der Platznahme anzusehen.

Nach BECKER et al. (in Vorb.) datieren Sphene mit U/Pb-Altern von 1758 ± 4 Ma den Zeitpunkt einer ersten Metamorphose der Elim Formation. Der Opetjie Pluton intrudiert die Elim Formation und ergibt nach ZIEGLER & STOESSEL (1991) ein U/Pb-Alter von 1786 ± 11 Ma und stellt damit die Elim Formation eindeutig in die Rehoboth Sequenz. Jüngere U/Pb-Alter wie im Piksteel und Borodino Pluton (1506 ± 69 Ma, 1369 ± 8 Ma) stellen nach ZIEGLER & STOESSEL (1991) Minimalalter dar, die durch einen Bleiverlust eine Verjüngung des Systems hervorrufen. Sm/Nd-Daten nach ZIEGLER & STOESSEL (1993) für diese Plutone ergeben ein Isochronenalter von 2301 ± 289 Ma bei einem Initial von 0,51025 und T_{DM} -Altern zwischen 1930 bis 1850 Ma. Der Opetjie-Pluton ergibt ein Sm/Nd-Isochronenalter von 1655 ± 76 bei einem Initial von 0,51046. Die T_{DM} -Alter liegen zwischen 2200 bis 1900 Ma. Die Sm/Nd-Daten des PIC streuen im Isochronenplot zu stark, so daß keine sinnvolle Regression durchgeführt werden kann. Die T_{DM} -Alter liegen in ähnlichen Bereichen wie der Borodino und Opetjie Pluton zwischen 2100-1700 Ma.

Die Elim Formation wird nach REID et al. (1988) vom **Naub** Diorit mit einem Rb/Sr-Alter von 1725 ± 52 bei einem Initial von 0,7041 intrudiert.

Der **Biesiepoort Granit** wiederum intrudiert den Naub Diorit und verfügt über ein Rb/Sr-Alter von 1222 ± 45 Ma (REID et al., 1988). Das U/Pb-Alter für den Biesiepoort Granit ist nach BURGER & WALRAVEN (1977) mit 1110 ± 30 Ma erheblich jünger als das Rb/Sr-Alter.

Nach BECKER (1995) liegt das U/Pb-Alter des **Weener Intrusion Complex** (WIC) zwischen 1768 Ma bis 1743 Ma. Für die kogenetische **GFV** (BECKER, 1995) ergibt sich an Hand eines Granitklast aus den basalen Einheiten ein U/Pb-Maximalalter von 1925 ± 125 -141 Ma und eine Rb/Sr-Gesamtgesteinisochrone von 1752 ± 121 Ma bei einem Initial von 0,70341. Das Rb/Sr-Alter des WIC wird von REID et al. (1988) mit 1207 ± 170 Ma bei einem Initial von 0,7041 bestimmt. ZIEGLER & STOESSEL (1991) erhalten ein $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter mit einer Fraktion $>200 \mu\text{m}$ von 1723 Ma bei Sm/Nd T_{DM} -Altern von 2300 Ma bis 1800 Ma. SEIFERT (1986) kann mit der Rb/Sr-Methode an Gesamtgesteinen des Weener Tonalit ein Alter von 1871 ± 143 Ma bei einem Initial von 0,7009 darstellen. BECKER (1995) definiert das Rb/Sr-Alter des WIC niedriger mit 1620 ± 120 Ma bei einem deutlich höheren Initial von 0,70468.

Trotz des höheren Deformationsgrades des Mooirivier Komplex ist das U/Pb-Alter von 1725 ± 10 Ma deutlich jünger (BECKER, 1995). Nach ZIEGLER & STOESSEL (1993) zeigen Gesamtgesteinsanalysen von Amphiboliten des **Mooirivier** Komplex Rb/Sr-Alter von 983 Ma und Granite dieser Einheit Rb/Sr-Alter von 1141 Ma. Separierte Biotite aus diesen Proben ergeben K/Ar-Alter einer anhaltenden Damara Metamorphose von 545 bis 330 Ma.

2 Zirkondatierungen innerhalb der GVF am Saagberg (NAGEL et al., 1996) liefern Minimalalter von 1782 ± 17 – 16 Ma für einen Ignimbrit und 1738 ± 11 – 8 Ma für einen Orthogneis. Ein porphyrischer Gneis vom Kwakwas Rivier definiert ein Bildungsalter von 1776 ± 10 Ma.

Im Rostock Inlier liegt das Bildungsalter eines Tuffit der vulkanoklastischen Hüllserie der GVF nach der U/Pb-Methode bei 1793 ± 146 – 75 Ma (NAGEL et al., 1996).

Für den Bereich der Gamsberg Granite kann SEIFERT (1986) die Neueinstellung des Rb/Sr-Systems in Biotiten im Zeitraum der Damara Metamorphose zwischen 477–350 Ma nachweisen. Deshalb sind Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen für diese Region problematisch und geben in der Regel nicht den ursprünglichen Schließungszeitpunkt des Gesamtgesteinsystems wieder.

5.2.2 Sinclair Sequenz

Die Zirkone der **Marienhof Formation** ergeben U/Pb-Alter nach BURGER & COERTZE (1976) von 1232 ± 30 Ma, 1170 ± 30 Ma (BURGER & WALRAVEN, 1977) und BECKER et al. (in Vorb.) 1222 ± 46 Ma. Nach ZIEGLER & STOESSEL (1993) durchschlagen saure Dykes diese Einheit mit U/Pb-Altern von 1210 ± 8 Ma mit einem Rb/Sr-Alter von 813 ± 25 Ma mit einem Initial von 0,7171. Sie gleichen damit den hohen Initialwerten der GGS und dem PIC (SEIFFERT, 1986; REID et al. 1988) und beweisen eine postkristalline Störung des Rb/Sr-Systems. HILKEN (1998) datiert einen Rhyolith unsicherer Zuordnung auf Farm Areb 176, welcher diskordant auf Einheiten der Elim Formation und des Alberta Komplex auflagert mit einem oberen Schnittpunktalter von 1221 ± 36 – 29 Ma.

Saure Laven der **Nückopf Formation** werden mit U/Pb-Altern von 1130 ± 75 Ma bis 1090 ± 90 Ma (BURGER & COERTZE, 1975 und 1976; HUGO & SCHALK, 1972) der Sinclair Sequenz zugerechnet. Allerdings wird in BURGER & COERTZE (1976) eine Probe der Nückopf Formation von Farm Auchas mit 1770 ± 35 Ma mit Hilfe von Zirkonen datiert. Ein Äquivalent zur Nückopf Formation stellen die isoliert in der Kalahari auftretenden Oorlongsende Porphyre nach HEGENBERGER & BURGER (1985) mit einem U/Pb-Alter von 1094 ± 18 – 20 Ma dar. Das Rb/Sr-Isochronenalter von 948 ± 25 Ma bei einem Initial von 0,7079 (ZIEGLER & STOESSEL, 1993) aus einem Bereich von direkter Auflagerung der Nückopf Rhyolithe auf die GGS definiert eine enge zeitliche Platznahme der beiden Einheiten und das finale Stadium der kibarischen Orogenese.

Prominenteste Einheit der Sinclair Sequenz ist die **Gamsberg Granit Suite** (GGS) mit U/Pb-Altern von 1178 ± 20 Ma bis 932 ± 30 Ma (HUGO & SCHALK, 1972; BURGER & COERTZE, 1975).

ZIEGLER & STOESSEL (1991) datieren Material der GGS vom SE Hang des Gamsbergs mit 1132 ± 26 – 23 Ma trotz der üblichen hohen Anteile an gewöhnlichem Blei von mehr als 50%. Die T_{DM} -Alter liegen bei 1700 Ma bis 2000 Ma.

U/Pb-Alter dieser Arbeit datieren die GGS im direkten Umfeld des Gamsbergs mit oberen Schnittpunktaltern zwischen 1441 bis 1077 Ma. Auf Grund des hohen gewöhnlichen Bleianteils beträgt der 2σ Fehler etwa 10%. REID et al. (1988) datieren Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalysen der GGS mit 1079 ± 25 Ma bei einem Initial von 0,7081.

SEIFERT (1986) datiert das Rb/Sr-System mit Hilfe von Gesamtgesteinsanalysen mit 1190 ± 23 Ma bei einem Initial von 0,7026. Aplite im Kontaktbereich zum WIC erzeugen ein deutlich jüngeres Rb/Sr-Alter von 926 ± 21 Ma mit einem hohen Initial von 0,7215. Rb/Sr-Hellglimmeralter aus dem Gamsbergbereich liegen zwischen 490-505 Ma und repräsentieren den Zeitraum der Glimmerbildung während oder kurz nach der druckbetonten Metamorphose am Damara Südrand. K/Ar-Hellglimmer und Biotitalter liegen im Bereich um die 500 Ma und datieren die Abkühlung des Gesteins unter 350°C .

PFURR et al. (1991) datiert granitische und porphyrische Einheiten des Rostock Komplex mit Zirkonaltern von 1207-1084 Ma mit nur schwach gestörten Rb/Sr-Altern von 1049 ± 28 Ma bei einem Initial von 0,7061. Die Rb/Sr-Systeme der Biotite sind auf den Zeitraum der Damarametamorphose von etwa 500 Ma zurückgestellt während die Gesamtgesteinsysteme der Mafite völlig gestört sind.

5.2.3 Awasib Mountain Terrain (RBI)

Ebenfalls zum RBI gehören Einheiten auf der Westseite des Kalahari Kratons mit nahezu undeformierten Einheiten der Sinclair Sequenz. KRÖNER (1975) errechnet für Rhyolithe und Basalte der Barby Formation ein Rb/Sr-Alter von 1264 ± 23 Ma. WATTERS (1982) datiert shoshonitische Vulkanite der gleichen Einheit mit Rb/Sr auf 1400 Ma und unterstützt dieses Alter mit einem U/Pb-Alter von BURGER & COERTZE (1975), welche den die Barby Formation intrudierenden Nubib Granit mit 1360 ± 50 Ma datieren.

HOAL (1986, 1989) begründet das hohe Alter des Nubib Granit mit ererbten Zirkonkomponenten aus unterlagerndem Basement ähnlich dem Namaqua Metamorphic Complex (NMC). HOAL (1990) korreliert die älteren Einheiten des AMT mit dem NMC und ordnet die jüngeren Einheiten der Sinclair Sequenz zu. Er begründet dies mit Rb/Sr-Altern für Basalte des Kairab Complex von 1461 ± 169 Ma bei einem Initial von 0,7027 und dem Aunis Tonalit Gneis von 1271 ± 62 Ma bei einem Initial von 0,7029. HOAL & HEAMAN (1995) datieren den Aunis Tonalit Gneis mit Zirkon auf 1377 ± 2 Ma. Die älteren basaltischen Einheiten entsprechen einer Entstehung im primitiven Inselbogen oder Back Arc während die jüngeren Rhyolithe einen reifen Kontinentalbogen oder aktivem Kontinentalrand mit steigendem Eintrag an subkontinentaler Intraplatten Mantellithosphäre und heterogener Kruste darstellen und typische Signaturen einer Subduktionszone enthalten.

Die Sinclairäquivalente in Form der Haiber Flats Formation (HFF) ergeben für basaltische Andesite ein Rb/Sr-Alter von 1086 ± 44 Ma bei einem Initial von 0,70305. Rhyolithe der HFF erzeugen ein erheblich höheres Sr Initial von 0,718 bei einem Schließungsalter von 1038 ± 74 Ma. Zur jüngsten Generation von Intrusionen gehören nach HOAL (1990) die Awasib Granite mit Rb/Sr-Altern von 957 ± 50 Ma bei einem Initial von 0,717 und die Trachyandesite der Barby Formation mit 844 ± 35 Ma bei einem Initial von 0,7064. HOAL & HEAMAN (1995) können an den Haisab Quartz Syeniten ein U/Pb-Alter von 1216 ± 2 Ma, an Awasib Graniten ein Alter von 1216 ± 1 Ma und am Chowachasib Granit ein Alter von $1217 \pm 5-3$ Ma feststellen. Diese Zirkonalter von abradierten Kernen stellen nicht zwangsläufig das tatsächliche Kristallisationsalter der Granite dar, da es sich bei dem datierten Material um Nuclei älterer aufgeschmolzener unterlagernder Einheiten handeln kann.

Die magmatischen Produkte dieser schiefen Subduktion entstehen in abwechselnd durch Kompression und Dilatation geprägten Bereichen. Daraus resultieren kalkalkalische mafische und felsische Magmatite im Bogen und bimodaler tholeiitischer Vulkanismus im sich entwickelnden Back Arc.

5.2.4 Damara Sequenz

Direkte Minimalalter für den Ablagerungszeitraum der Damara Sedimente sind nur im N-Bereich des Rift vorhanden. Hier intrudieren der Oas Syenit in die höhere Nosib Formation mit Rb/Sr-Alter von 840 ± 13 Ma und die felsischen Abbabis Gänge 766 ± 78 Ma (KRÖNER, 1982) sowie der Lof Dahl Nephelin Syenit mit 764 ± 60 Ma (HAWKESWORTH et al., 1983). BURGER & COERTZE (1975) datieren Zirkone des Oas Syeniten mit 742 ± 25 und 771 ± 25 Ma.

U/Pb-Alter mit oberen Schnittpunkten von 750 ± 65 Ma und 728 ± 40 Ma (MILLER & BURGER, 1983) sind aus der unteren Nosib Formation (Naauwpoort Laven) bekannt.

U/Pb-Alter abradierter Zirkone der unteren Naauwpoort Formation in den Summas Mountains definieren einen oberen Schnittpunkt von 746 ± 2 Ma während rhyolithische Lavaflows der oberen Naauwpoort Formation ein statistisch gleiches Alter von 747 ± 2 Ma ergeben. Der die basalen arkosischen Einheiten der Nosib intrudierende Oas Syenit definiert ein Alter von 756 ± 2 Ma (HOFFMAN et al., 1996). Dieses ist das Maximalalter für das Aufbrechen des Rift.

Einziger Anhaltspunkt für magmatische Aktivitäten nach dem Sinclair Ereignis am NW-Rand des Kalahari Kratons stellt die U/Pb-Datierung an Zirkonen aus einem Gneis des Rostock Komplex von PFURR et al. (1991) mit einem oberen Schnittpunktalter von 829 ± 15 Ma dar.

Altersdatierungen an Einzelzirkonen felsischer Vulkanite von 741 ± 6 Ma für den Gariep Belt und die in die Sedimente der unteren Port Nolloth Gruppe intrudierenden Gannakouriep Dykes mit einem Rb/Sr-Alter von 717 ± 11 Ma (REID et al., 1991) datieren die Öffnung von Khomas und Adamastor Ozean (FRIMMEL et al., 1996). TEGTMEYER & KRÖNER (1985) datieren 3 nicht abradierete Zirkonfraktionen aus der Randzone des Oas Syenit mit einem oberen Schnittpunktalter von 2124 ± 68 – 54 Ma und einem unteren Schnittpunktalter von 736 ± 133 – 141 Ma und weisen damit durch Aufschmelzvorgänge inkorporierte ältere Kerne archaischen Ursprunges nach, welche in den abradierten Zirkonen von FRIMMEL et al. (1996) fehlen oder zeigen durch Zurücksetzung des U/Pb-Systems das Intrusionsalter des Oas Syeniten in die älteren Einheiten des Kamanjab Inlier an.

ZIEGLER & STOESSEL (1991) datieren tholeiitische Basaltdykes, welche den RBI durchschlagen mit Rb/Sr auf 821 ± 33 Ma bei einem Initial von 0,7042. Die K/Ar-Daten der Proben zeigen keine signifikante Störung des Systems, so daß die Autoren das Rb/Sr-Alter für ungestört halten. Basaltische Dykes des Namibgrens Pluton (REID et al., 1988) werden mit der Rb/Sr-Methode auf 1030 ± 185 Ma datiert bei einem Initial von 0,7064, welches erheblich höher als das bei ZIEGLER & STOESSEL (1991) ist.

Die Ozeanbildung erfolgt mit dem Auftreten des Matchless Member (MM). Dieser wird von KRÖNER (1982) nach der Rb/Sr-Methode mit einem Alter 775 ± 33 Ma bei einem Initial von 0,70565 datiert. HAWKESWORTH et al. (1981) postulieren an Hand von Nd-Isotopen eine Entstehung ähnlich zu rezenten Ozeanböden.

Rb/Sr-Untersuchungen an Gesamtgesteinen von Metasedimenten der Kuiseb Formation ergeben nach KUKLA (1993) ein Metamorphosealter von 488 ± 13 Ma bei einem Initial von 0,71841, 449 ± 20 Ma bei einem Initial von 0,71905, 509 ± 17 Ma bei einem Initial von 0,71833, 500 ± 14 Ma bei einem Initial von 0,71438, 479 ± 11 Ma bei einem Initial von 0,71963 und 504 ± 8 Ma bei einem Initial von 0,71587.

Für die porphyrische Salem Granit Suite der NZ (MILLER & BURGER, 1983) ergeben sich U/Pb-Alter von 589 ± 40 Ma und 546 ± 30 Ma bei einem unteren Schnittpunkt durch den Ursprung.

Für das Rb/Sr-System des Salem Granit postulieren ALLSOPP et al. (1983) auf Grund des hohen Isochronenalters von 720 ± 77 Ma eine Teilequilibrium des Gesamtgesteins. Die Autoren datieren drei biotitreiche Proben mit einem Rb/Sr-Alter von 535 ± 8 Ma und den

oberen Schnittpunkt für eine Granitprobe von Goas mit U/Pb von 580 ± 30 Ma bei einem unteren Schnittpunkt von durch den Ursprung.

$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Monazitalter des batholitischen Donkerhuk Granit werden von KUKLA (1993) mit 525 und 521 Ma bzw. 518 und 513 Ma angegeben. Die Rb/Sr-Isochronenalter liegen zwischen 506 ± 7 Ma bei einem Initial von 0,70857 (Gesamtgestein-Muscovit) und 489 ± 10 Ma bei einem Initial von 0,71808 (Apatit-Biotit). Die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter für Biotite und Muscovite liegen mit 485-490 Ma im gleichen Zeitraum wie die K/Ar-Daten von Glimmer mit Altern zwischen 491 bis 483 Ma. KUKLA (1993) führt die jüngeren Rb/Sr- und K/Ar-Alter auf prograde Mineraltransformation von Tonmineralen zu Hellglimmern, Chlorit und Albitisierung von Feldspat und hohe Raten an Fluidtransport im Akkretionskeil vor dem subduzierenden Kongo Karton zurück. GRAHAM & KORSCH (1989) können am Akkretionskeil des Torlesse Komplex ebenfalls eine Zurücksetzung der Rb/Sr- und K/Ar-Systeme um 15-20 Ma nachweisen.

K/Ar-Alter an Biotiten und Muscoviten der Marienhof und Billstein Formation ergeben nach ZIEGLER & STOESSEL (1991) Alter von 529 bis 490 Ma. Biotite und Muscovite der Elim Formation aus dem Bereich der Areb Scherzone schließen ihr K/Ar-System in einem Zeitraum vor etwa 397 bis 315 Ma während Hellglimmer der gleichen Einheit einige hundert Meter entfernt von der Scherzone Alter von 782 bis 728 Ma ergeben. Dies beweist die Aktivität der Scherzone bis ins mittlere Karbon.

KENNEDY et al. (1998) können mit Hilfe von $\delta^{13}\text{C}$ und Sr-Isotopien die glazigene Chuos und Ghaub Formation unterscheiden und sie der „Sturtian“ (etwa 750-700 Ma) und der intrakambrischen „Marinoan“ (etwa 600-570 Ma) Vereisung zuordnen. Für den Kalahari Kraton postulieren KAUFMAN et al. (1997) und SAYLOR et al. (1998) erheblich jüngere Ablagerungsalter der glazigenen Einheiten.

5.2.5 Gariep und Vila Nova Belt

Niedrig metamorphe Rhyolithe der Rosh Pinah Formation des Gariep Belt zeigen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Kristallisationsalter von 741 ± 6 Ma (FRIMMEL et al., 1996). Die stratigraphische Position und die Geochemie der Vulkanite indizieren die Entstehung in einem frühen Rifting. Diese Rhyolithe überlagern diamikte Horizonte der Kaigas Formation mit typischen glazigenen Merkmalen. Das Alter koinzidiert mit Daten synsedimentärer Rhyolithe der Nosib Formation aus der NZ mit 747 ± 2 Ma (HOFFMAN et al., 1996). Die weite Verbreitung der glazigenen Kaigas Diamiktite führen FRIMMEL et al. (1996) auf die sturtianische Eiszeit zwischen 700-750 Ma (MEERT & van der VOO, 1994) zurück und korrelieren diese mit dem Varianto Diamiktit in N Namibia. Für die jüngeren glazigenen Einheiten wie die Numees Formation schlagen FRIMMEL et al. (1998) die Zuordnung in die vendische (Varangium) Eiszeit mit einem Zeitraum von 625-580 Ma vor. Dies entspricht im Damara Belt der Chuos Formation. HOFFMAN et al. (1996) korrelieren die Numees Formation mit dem Varangium (610-590 Ma).

In der frühen Phase der Gariep Orogenese intrudieren riftinduzierte Basaltgänge der metamorphen Gannakouriep Einheit. Unmetamorphe Bereiche dieser Basalte ergeben nach REID et al. (1991) ein Rb/Sr-Isochronenalter von 717 ± 11 Ma und legen so das Minimalalter für das Rifting des Gariep Belt fest. K/Ar-Alter metamorph in diesen Basaltgängen gesprosser Amphibolite zeigen ein Ereignis vor 542 ± 4 Ma an. Diese mafischen Gänge werden von der diamikten glazigenen Kaigas Formation diskordant überlagert (FRIMMEL et al., 1996). Das Einsetzen der Kompressionsphase datieren FRIMMEL & FRANK (1998) mit Hilfe von Hornblenden des Akkretionskeils auf 576-573 Ma.

Die Ophiolit Sequenz des auf die Port Nolloth Zone aufgeschobenen Marmora Terranes (Chameis Komplex) stellt nach HAWKESWORTH et al. (1981) mit hohen Nd Initialen einen typischen Ozeanboden dar.

FRIMMEL & FRANK (1998) postulieren an Hand von $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Abkühlalter eine sukzessive Schließung beginnend im N' Adamastor Ozean (Kaoko Belt), über den Khomas Trog (Damara Belt) und abschließend den S' Teil des Adamastor Ozeans (Gariep Belt) von N nach S. Die Kontinent-Kontinent-Kollision des Gariep Belt findet nach FRIMMEL & FRANK (1998) im Zeitraum 547-543Ma statt.

Rb/Sr-Alter von 662 ± 20 und 686 ± 32 Ma (ALLSOPP et al., 1979) werden von FRIMMEL & ACHTERBERG (1995) auf die mit der Kollision verbundene Metamorphose des Gariep Belt vor 545Ma zurückgeführt.

Äquivalent zu den basalen diamikten Einheiten des Gariep Belts beschreibt SIEGFRIED (1993) spätproterozoische Diamiktite der Diaz Point Formation an der namibischen Küste zwischen Lüderitz bis Wolf Bay. Diese stark foliierte Formation liegt diskordant auf vergneisstem Basement des Namaqua Metamorphic Complex. SIEGFRIED (1993) korreliert diese Formation mit der Nosib Formation als basaler Damara.

Postorogene Intrusionen des Kuboos Pluton datieren ALLSOPP et al. (1979) mit Rb/Sr-Isochronen auf 530 ± 12 Ma und mit U/Pb auf 520 ± 12 Ma.

Einen sehr ähnlichen Zeitraum der Orogenese postulieren CHEMALE et al. (1996) für den Vila Nova Belt. Die Beckenöffnung beginnt vor mehr als 750Ma, die Subduktion findet zwischen 750-700Ma statt. Die Exhumierung erstreckt sich über einen Zeitraum von 700-600Ma und endet in der Dom Feliciano Orogenese mit der Akkretion des Sao Gabriel Block und dem Vila Nova Belt an einen älteren Kraton vor etwa 600Ma. Die U/Pb-Datierung an Zirkonen eines dioritischen Gneis' des Vila Nova Belt ergeben Bildungsalter von 704 ± 13 Ma (BABINSKI et al., 1996). Nach den Sm/Nd Isotopien stellen die Granite dieses Belts juveniles Material mit $\epsilon\text{-Nd}$ Werten von +3 bis +5 zum Kristallisationszeitpunkt dar und zeigen T_{DM} -Alter von 1000-900Ma.

6 Zirkonanalytik

6.1 Rehoboth Sequenz

6.1.1 Probe RNA8 Ignimbrit, Saagberg, Hangendes vom Tillit

Aufschluß und Petrologie

Diese Ignimbritdecke aus dem Top des Basement am Saagberg ist stratigraphisch der Rehoboth Sequenz zuzuordnen und liegt im tektonisch Hangenden des von BAUER (1995) beschriebenen Tillit.

In der feinerkörnigen Quarz/Feldspatmatrix bilden sericitisierte, zonierte Kalifeldspäte sigmoidale Strukturen aus, welche von Biotit und Hellglimmern nachgezeichnet werden. Epidot ist in umfangreichen Körnern retrograd gesproßt.

Zirkonmorphologie

Die Malakone zeigen die für präkambrische Gesteine typischen fleischigen bis bräunlichen Farben. Die Prismenflächen nach {111} und {100} sind gleichmäßig stark entwickelt. Die Pyramidenflächen nach {101}, {112} und {211} variieren in ihrer Dominanz. Trotz der genarbt unebenen Oberfläche ist eine Kantenrundung nicht festzustellen. Das Längen/Breitenverhältnis variiert zwischen 2/1 bis 3/1, maximal 5/1. Nach PUPIN (1980) entsprechen die Zirkone den Typen S12 bis S14.

Kathodolumineszenz (Fototafel 2)

Ein Nucleus ist an Hand der Kathodolumineszenz (KL) nicht erkennbar. Die gleichmäßig breiten Zonierungen zeigen keine Unterbrechungen. Auffällig ist eine Versetzung der Zonierung im unteren rechten Quadranten, welche aber nicht aus dem dunklen Bereich links davon resultieren kann, da dieser nicht von der Zonierung umschlossen wird und als Artefakt zu deuten ist. Die Zonierungen wechseln im Verlauf der Kristallisation ihre Wachstumsrichtung ohne sich dabei gegenseitig abzuschneiden, was auf eine ausschließliche Entstehung im magmatischen Milieu zurückzuführen ist.

U/Pb-Analytik

In Abb. 6-1 sind die Ergebnisse der U/Pb-Analytik dargestellt. Die fünf Zirkonpopulationen ergeben einen oberen Schnittpunkt von Concordia mit der Discordia von 1782 ± 17 -16Ma und einen unteren Schnittpunkt von 323 ± 52 -53Ma mit einem MSWD von 7,16. Auf Grund des hohen MSWD-Wertes wurde der 2sigma-Wahrscheinlichkeitsbereich um den Faktor $\text{Sqrt} = \text{MSWD}/2,76$ erweitert.

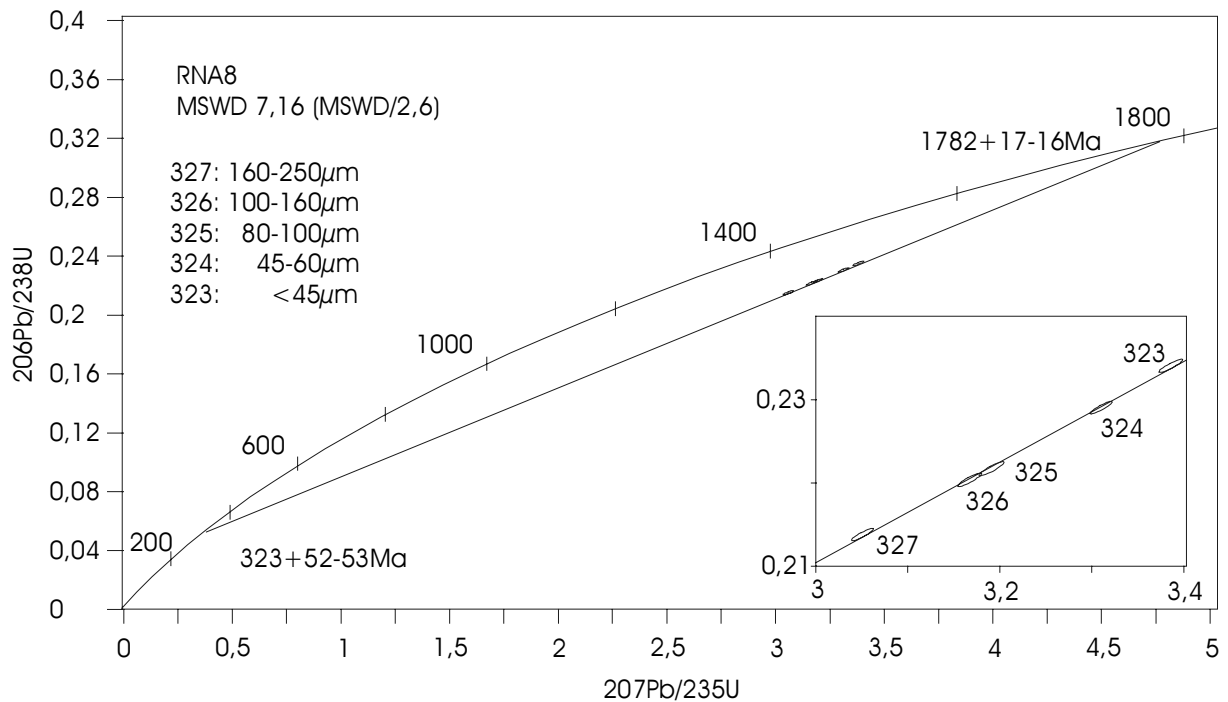


Abb. 6-1: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA8 Ignimbrit, Saagberg, Rehoboth Sequenz, Hangendes vom Tillit

Die kleinste Zirkonfraktion (323) ist mit einer geringen U-Konzentration von 446ppm wenig diskordant. Mit zunehmender Korngröße steigt der Grad der Diskordanz wie auch der der Urangelhalte. Der Verlust an radiogenem Blei beträgt etwa ein Drittel, der geringe Anteil von maximal 3% gewöhnlichem Blei ist charakteristisch für Zirkone aus dem Eburnian.

6.1.2 Probe RNA10 Granit, Saagberg, Liegendes vom Tillit

Aufschluß und Petrologie

Der Granit aus dem Liegenden der Corona Formation Damara Sequenz stammt vom Saagberg und ist wie RNA8 der Rehoboth Sequenz zuzuordnen. Die Probe stammt aus dem tektonisch Liegenden des von BAUER (1995) am Saagberg beschriebenen oberproterozoischen Tillit.

In der undulösen Quarz/Feldspatmatrix sind sehr große stark sericitisierte Kalifeldspäte mit teilweise graphischen Verwachsungen und Anwachs säumen entwickelt. Unregelmäßig wolkenförmig verteilt sind fluide Einschlüsse in den Feldspäten enthalten. Das Erz zeigt fortgeschrittene Leukoxenbildung während die Feldspatphase Epidotbildung entwickelt.

Zirkonmorphologie

Die langprismatischen Zirkone sind farblos bis schwach milchig, hervorgerufen durch Metamiktisierung und enthalten rosafarbene wie auch fluide Einschlüsse. Das Längen/Breitenverhältnis variiert von 3/1 bis 4/1. Die Prismenflächen nach {110} und {100} sind gleichmäßig stark entwickelt, während die Dominanz der Pyramidenflächen nach {211}, {101} und {112} variiert. Bei Vernachlässigung einer Kantenrundung durch magmatische Korrosion werden die Kristalle nach PUPIN (1980) in Gruppe S14 oder S9 typisiert.

Kathodolumineszenz (Fototafel 2)

Der Nucleus entspricht in der Lumineszenz den Helligkeiten der umgebenden Zonierung und zeigt deutlich Kristallflächen einer idiomorphen Kornform. Er wird deshalb nicht als Altkorn eingestuft. Die Zonierungsmorphologie bildet sich in der Kornform ab. Mikrokanäle durchziehen das gesamte Korn und bilden im Bereich des Nucleus einen nicht lumineszierenden Bereich.

U/Pb-Analytik

Die fünf Fraktionen ergeben einen oberen Schnittpunkt von 1738 ± 11 Ma und einen unteren Schnittpunkt von 212 ± 193 Ma mit einem MSWD von 0,7 bei einem kritischen Wert für den MSWD bei fünf Fraktionen von 2,76. Die geringsten Urankonzentrationen (etwa 200ppm) und kleineren Korngrößen sind weniger diskordant als die größeren Zirkone mit höheren Urangelhalten (etwa 230ppm). Der Bleiverlust und der Anteil des gewöhnlichen Bleis (<4%) ist gering.

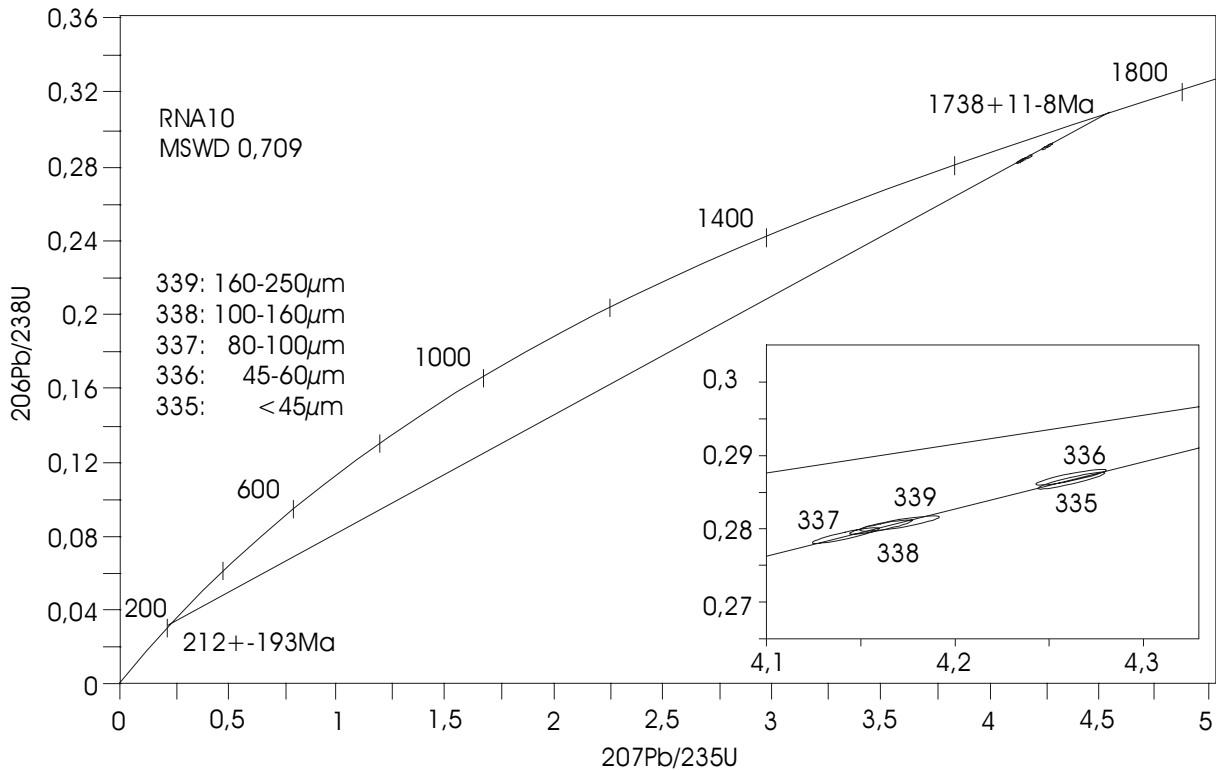


Abb. 6-2: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA10 Granit, Saagberg, Rehoboth Sequenz, Liegendes vom Tillit

6.1.3 Probe RNA12 Pyroklastit, Kwakwas Rivier

Aufschluß und Petrologie

Der Pyroklastit vom Kwakwas Rivier bildet deutlich rötliche Feldspateinkristalle aus und steht in Kontakt mit einem Gneis, welcher Amphibolitschollen sedimentären Ursprunges enthält. Bei einer Deutung dieses Gneises als Migmatit besteht ein tektonischer Hiatus, da der Pyroklastit nicht migmatisiert ist. Handelt es sich um ein agmatisches Gestein hat dieses den Pyroklastit intrudiert. Nach BECKER (persönl. Mittl.) ist dieses agmatische bzw. migmatische Gestein mit einem U/Pb-Alter von etwa 1800Ma datiert. Der Pyroklastit wird diskordant von konglomeratischen Arkosen und Sandsteinen der basalen Durachaus überlagert. Beide Einheiten werden von einem Mikrogranit intrudiert, welche makroskopisch der Gamsberg Suite zuzuordnen ist.

Die feinkörnige Quarz/Feldspatmatrix enthält hohe Anteile an unregelmäßigem Biotit und Muscovit. Nester von feinkörnigem Serizit werden als Umwandlungsprodukt aus Kalifeldspat gedeutet. Größere Kalifeldspäte zeigen graphische Verwachsungen sowie Mikroklingitter und enthalten fein verteilte Fluide. Die Erzphase ist nur untergeordnet ausgebildet.

Zirkonmorphologie

Die fleischfarbenen subidiomorphen Zirkone inkorporieren dunkelbraune Partikel. Die Oberfläche ist genarbt und die Kanten stark gerundet. Die Pyramidenflächen sind vielseitig und durch Resorption angelöst. Die Pyramiden bilden sich aus Flächen nach {111} und {101}, untergeordnet treten Flächen nach {211} auf. Die Prismen werden durch Flächen nach {100} gebildet, untergeordnet durch Flächen nach {110}. Das Längen/Breitenverhältnis von 2/1 und die Korrosion beschränken die Möglichkeiten einer genaueren Einteilung nach PUPIN (1980) auf die Typen S4 und S9.

Kathodolumineszenz (Fototafel 3)

Dieses Material zeigt im inneren Bereich des Korns eine chaotische Zonierung. Teilweise sind ebene Zonierungen ausgebildet, teilweise sind die Zonierungen selbst in der Breite nicht konsistent. Die schmale Zonierung weist auf schnelle Änderungen im Magmamilieu hin. Der innere Bereich wird von einer ähnlich unregelmäßigen äußeren Zonierung abgeschnitten. Da die Morphologie von innerem und äußerem Bereich außergewöhnlich selten und auffällig ist, wird eine enge zeitliche Abfolge der beiden Zonierungsgenerationen angenommen.

U/Pb-Analytik

Die fünf Fraktionen der Probe führen zu einem oberen Schnittpunkt mit der Concordia bei $1776 \pm 10 \text{ Ma}$ und zu einem unteren Schnittpunkt von $127 \pm 54 \text{ Ma}$ bei einem MSWD von 1,17. Die Urankonzentrationen nehmen von 545-558 ppm mit abnehmender Korngröße zu und korrelieren mit dem zunehmenden Grad der Diskordanz. Dies entspricht nach SILVER & DEUTSCH (1961) dem idealen Muster für diskordante Anordnungen. Die Zirkone haben etwa ein Viertel ihres radiogenen Bleis verloren und beinhalten trotz der hohen Urangehalte nur maximal 2% gewöhnliches Blei.

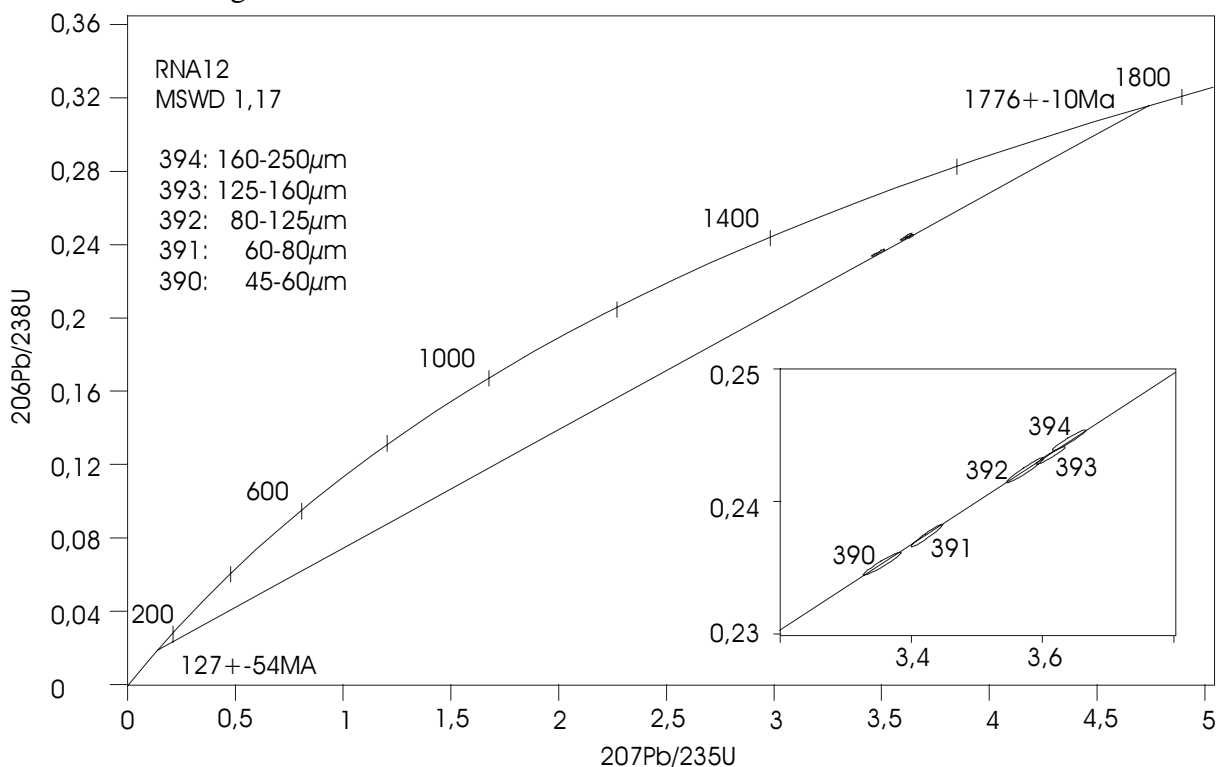


Abb. 6-3: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA12 Pyroklastit, Kwakwas Rivier, Rehoboth Sequenz

6.1.4 Probe RNA13 / Amphibolit, Klein Chausib, Liegendes der Hakos Formation

Aufschluß und Petrologie

Das Material stammt aus dem Liegenden der Hakos Struktur und zählt zum unterlagernden prä-Damara Grundgebirge.

Zu den Hauptgemengteilen des konsertalen Gefüges gehören der Kalifeldspat, Chlorit und grüne Hornblende, welche eine beginnende bräunliche Oxidation zeigt. Der Granat ist farblos und stark alteriert. Die Erzphase zeigt eine einsetzende Leukoxenbildung.

Zirkonmorphologie

Das Material ist milchiggrau und stark metamikt. Das Längen/Breitenverhältnis von etwa 1/1 und die einfache kurzprismatische Form ordnen die Zirkone in die Typen J4 und J5 nach PUPIN (1980) ein. Die starke Kantenrundung geht einher mit der stark genarbtten Oberfläche. Trotz der Isotropisierung sind im Inneren der Zirkone opake Einschlüsse zu erkennen.

Kathodolumineszenz

Auf Grund der geringen Gesamteinwaage der Zirkone stand kein Material für ein Streupräparat zur KL-Untersuchung zur Verfügung.

U/Pb-Analytik

Die zwei Zirkonfraktionen der Probe RNA13 ergeben auf Grund der großen Fehler unrelevante obere und untere Schnittpunktalter. Auf Grund der geringen Urangehalte vom 7ppm (Analyse 411) und 26ppm (Analyse 412) und dem großen Anteil an gewöhnlichem Blei 77% (411) und 45% (412) sind diese Alter mit großen Fehlern behaftet und nur als Alterstrend zu verstehen.

Da dieses Material aus der liegenden Sektion der Hakos Struktur stammt und als Einschuppung von Basement in diese Struktur betrachtet wird (VIETOR, 1996), ist eine Zuordnung in die frühe Sinclair Sequenz plausibel. Auf Grund des hohen Fehlers ist auch eine Einordnung in die Rehoboth Sequenz möglich. Die $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ -Alter ergeben mit 1360Ma und 1407Ma keine zwingende Zuordnung zu einer der o.g. Einheiten.

6.1.5 Diskussion der Zirkonmorphologie

Nach POLDERVAART (1950) sind Längen/Breitenverhältnisse (L/B) >2 auf einen magmatischen Ursprung zurückzuführen. L/B Verhältnisse von >3 wie zum Teil in Zirkonen der Rehoboth Sequenz zu beobachten, können auf eine pyroklastische Entstehung deuten.

Eine Kantenrundung durch magmatische Korrosion (POLDERVAART, 1956) ist unterschiedlich stark entwickelt in allen Populationen zu beobachten. Eine Eintrübung der Mineralkörner durch Metamiktisierung ist nicht in allen Proben zu finden.

Die Typisierung nach PUPIN (1980) ergibt ein konsistentes Erscheinungsbild der datierten Magmatite (Abb. 6-4). Nach PUPIN (1980) hängt die Kristallisationsform von der Alkalinität des Magmas (Al/CNK: Index A) und der Temperatur (Index T) ab.

Die Proben der Rehoboth Sequenz sind einem Temperaturbereich von etwa 750-650°C zuzuordnen und zeigen eine mittelgradige Alkalinität.

Nach Abb. 6-5 entsprechen die Zirkone der Rehoboth Sequenz einer Entwicklung kalkalkalischer Serien.

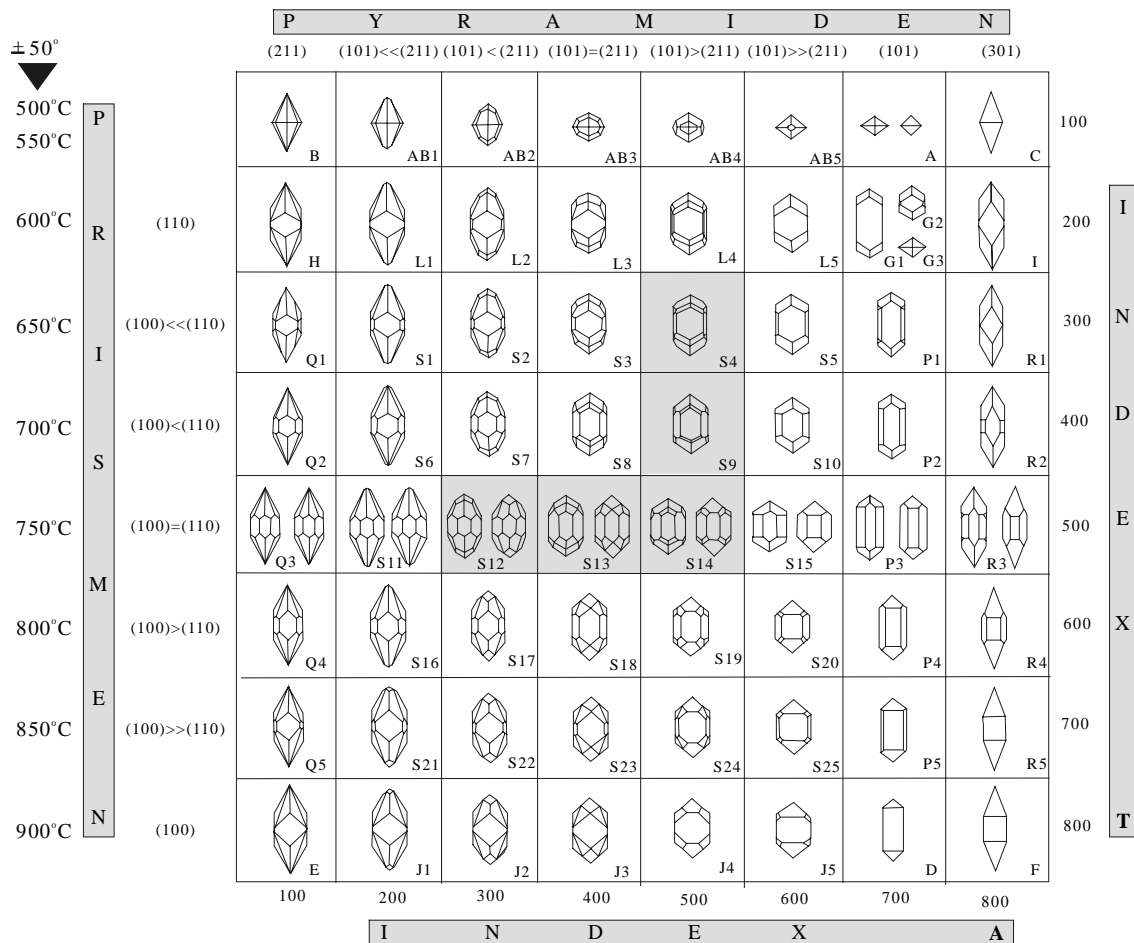


Abb. 6-4: Klassifikationsdiagramm für Zirkone der Rehoboth Sequenz nach PUPIN (1980)

6.1.6 Diskussion der Kathodolumineszenz

In der KL-Untersuchung zeigen sich durchhaltende oszillierende Zonierungen. Eine ererbte Zirkonkomponente durch Wiederaufschmelzung oder Detritus kann ausgeschlossen werden. Mikrokanäle sind in allen Proben vorhanden. Eine metamorphe Neubildung von Zirkon ist auf Grund der stark lumineszierenden Kornränder nicht auszuschließen.

6.1.7 Diskussion der U/Pb-Analytik

Bemerkenswert sind die großen Unterschiede zwischen den Proben RNA8 und RNA10 vom Saagberg, da beide regional eng benachbart sind. So beinhaltet die ältere Probe RNA8 mit etwa 500ppm Uran doppelt soviel Uran wie die jüngere Probe RNA10. Der Bleiverlust ist bei der jüngeren Probe weit weniger signifikant. Allen Proben gemein ist der geringe Anteil an gewöhnlichem Blei von maximal 4% und die hohen Urangehalte von 500ppm, welche das Gitter zersetzen und bei der Probe RNA 8 zu einer Bleiabfuhr geführt haben.

Auf Grund des hohen MSWD und dem deutlichen Bleiverlust kann eine durchgreifende Alteration der Probe RNA8 unter Berücksichtigung des unteren Schnittpunktes vor etwa 320Ma postuliert werden, welche bei Probe RNA10 nicht zu einer signifikanten Bleiabfuhr geführt hat.

Für die Probe RNA12 vom Kwakwas Rivier wird ein Bleiverlust oder eine Uranzufuhr vor etwa 130Ma durch den unteren Schnittpunkt definiert.

Bei der Betrachtung der Diskordanz der Zirkone mit Hilfe der $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnisse Abb. 6-5 ist zu berücksichtigen, daß diese Daten nur innerhalb einer Probe einen Trend für die Diskordanz darstellen. Es sind keine Absolutwerte und können nicht dazu dienen verschiedene Proben miteinander zu vergleichen. Dies ist nur möglich, wenn die Proben im oberen und unteren Schnittpunkt identisch sind. Die von FRIEND et al. (1996) postulierte Korrelation von sinkendem Th/U-Verhältnis bei steigendem Metamorphosegrad der Zirkone ist in der Rehoboth Sequenz nicht zu beobachten (nicht dargestellt).

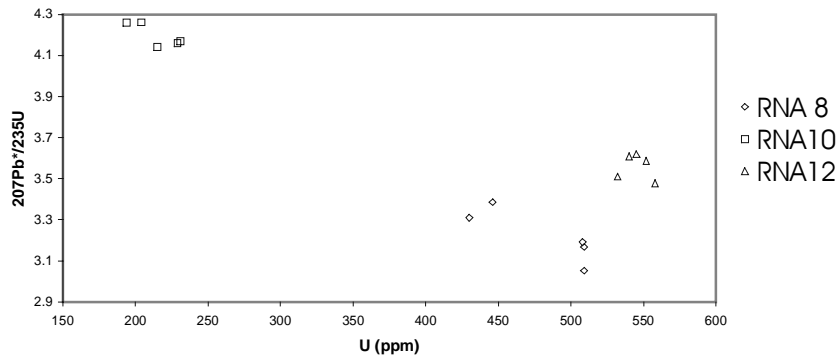


Abb. 6-5: Darstellung der Zirkonanalysen im $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ vs. U Diagramm, Rehoboth Sequenz

In Abb. 6-5 sind die Daten für die drei datierten Rehoboth Proben dargestellt. Für RNA8 und RNA 10 steigt der Grad der Diskordanz eindeutig mit dem Urangehalt, was auf die Störungen des Gitter durch den Uranzerfall zurückzuführen ist (LUDWIG & STUCKLESS, 1978). Für RNA 12 (Kwakwas Rivier) ist dieser Trend nicht festzustellen.

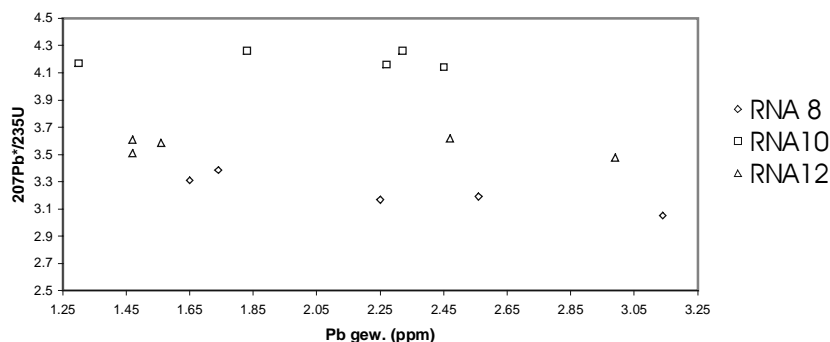


Abb. 6-6: Darstellung der Zirkonanalysen im $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ vs. Pb_{gew.} Diagramm, Rehoboth Sequenz

In Abb. 6-6 sind die $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnisse gegen den Anteil an gewöhnlichem Blei geplottet. Da die Diskordanz der Zirkone von postkristallinen Vorgängen abhängig ist, welche in der Zu- oder Abfuhr von Uran oder Blei resultieren, kann der Anteil von gewöhnlichem Blei, welches nicht im ursprünglichen Zirkon eingebaut wird, sondern erst eindringen kann, wenn der Zirkon Schwächezonen aufweist, einen Hinweis auf die Mechanismen der Überprägung geben. Eine zunehmende Diskordanz in Form von sinkenden $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnissen deutet demnach eine Mobilisierung von Material an. Für die Probe RNA8 steigt der Gehalt an gewöhnlichem Blei mit steigender Diskordanz während dieses Verhalten bei RNA10 und 12 nicht eindeutig ausgeprägt ist.

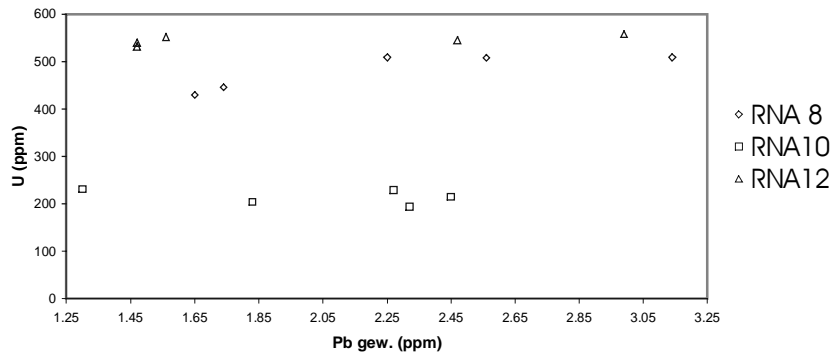


Abb. 6-7: Darstellung der Zirkonanalysen im U vs. Pb_{gew.} Diagramm, Rehoboth Sequenz

Folglich wird ein erhöhter Urangehalt durch den Blei erzeugenden radioaktiven Zerfall die Struktur des Zirkonkristallgitters auflösen, da Blei für die Gitterplätze des Uran zu groß ist (LUDWIG & STUCKLESS, 1978). Dieser Vorgang wird als Metamiktisierung bezeichnet. Damit ist dieses Kristallgitter „geöffnet“ für die An- und Abfuhr von Elementen unter metamorphen Bedingungen. Da gerade Krustenfluide stark an Blei angereichert sind liegt ein „Einbau“ dieses Elementes bei Überschuß in der Lösung in Schwächezonen des Zirkon nahe. Diese These wird durch Abb. 6-7 nicht bestätigt, da RNA10 mit durchschnittlich 200ppm Uran ebensoviel gewöhnliches Blei enthält wie RNA8 und RNA12 mit dem doppelten bis dreifachen Urangehalt.

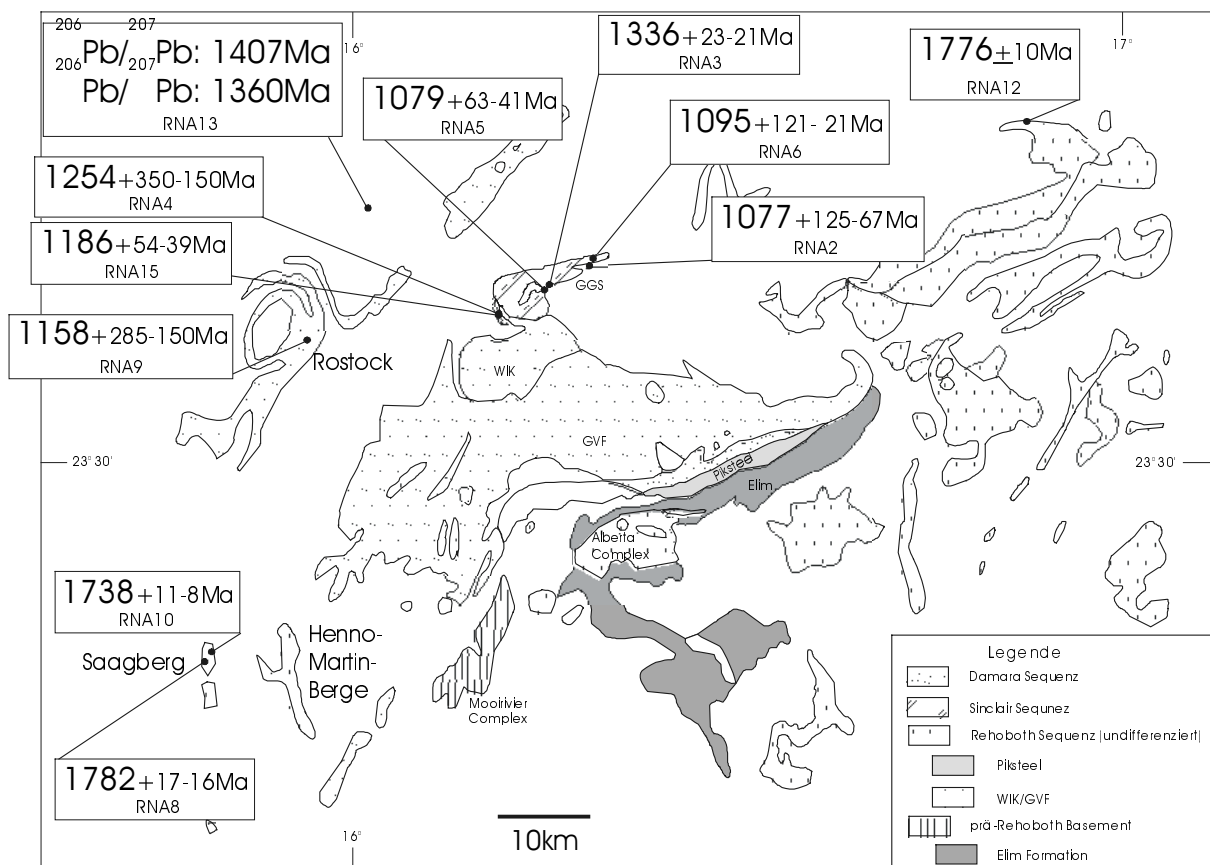


Abb. 6-8: Ergebnisse der Zirkon U/Pb Datierungen am NW-Rand des Kalahari Kratons

6.2 *Sinclair Sequenz*

6.2.1 Probe RNA1 porphyrischer Rhyolith-Sill, NE-Fuß Gamsberg, GGS

Aufschluß und Petrologie

Das Material wird als porphyrisch ausgebildeter Sill innerhalb der grobkörnigen Gamsberggranite nach SCHÄFER (1997) angesprochen und stammt vom NE Fuß des Gamsbergs. Xenolithische Relikte von Amphibolit sind in Biotit umgewandelt.

Die feinkörnige Quarz/Feldspatmatrix ist rekristallisiert. In dieser Matrix enthalten sind größere Blasten undulöser Quarze, welche meist Resorptionsschläuche enthalten und sericitisierte teilweise zonierte Feldspäte. Der Chlorit ist retrograd gesproßt und die Epidotbildung nur schwach entwickelt.

Zirkonmorphologie

Die idiomorphen gelborangen bis farblosen Zirkone sind teilweise durch Isotropisierung metamikt schwach braun gefärbt. Die Prismen werden durch Flächen nach {110} gebildet. Die Pyramiden nach {111} sind asymmetrisch oder undeutlich ausgebildet. Letzteres steht in Zusammenhang mit der Anlösung der Kanten und Pyramidenspitzen durch metamorphe Prozesse wodurch auch die perforierte Oberfläche produziert wird. Der Habitus und das Längen/Breitenverhältnis von 2/1 bis 1/1 ordnet die Zirkone den Typen P5 und D nach PUPIN (1980) zu.

Kathodolumineszenz (Fototafel 1)

Auffällig ist eine ungleichmäßige Breite der einzelnen Zonierungen. Dabei schneiden jüngere Zonierungsphasen ältere Zonierungen ab. Ein gerundetes Altkorn ist nicht festzustellen. Die Zonierung paßt sich im Breitenwachstum der Morphologie der Körner an. Daraus ist eine Vorzugswachstumsrichtung abzuleiten, was auf begrenzten Raum zur Kristallisation hinweist.

U/Pb-Analytik

Die vier Fraktionen der Probe RNA1 ergeben einen oberen Schnittpunkt (o.S.) von $1083 \pm 6083 \pm 41$ Ma und einen unteren Schnittpunkt (u.S.) von $-388 \pm 1404 \pm 4613$ Ma bei einem MSWD von 0,1. In Abb. 6-9 ist die Discordia der Fraktionen 191, 193 und 194 dargestellt mit einem o.S. von $1130 \pm 6130 \pm 84$ Ma und einem u.S. von $292 \pm 725 \pm 5292$ Ma mit einem MSWD von 0,0. Die Fraktion 192 (graue unterlegte Ellipse) wurde auf Grund des abweichenden 7/6-Pb-Alters von der Iteration ausgeschlossen. Die Populationen zeigen nach SILVER & DEUTSCH (1963) teilweise eine ideale Diskordanz wonach mit abnehmender Korngröße der Gehalt an Uran (104-170 ppm) und der Grad der Diskordanz steigen. Wegen der hohen Gehalte an gewöhnlichem Blei von 18-47% und dem geringen Spread der $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnisse sind die Schnittpunktalter sehr schlecht definiert.

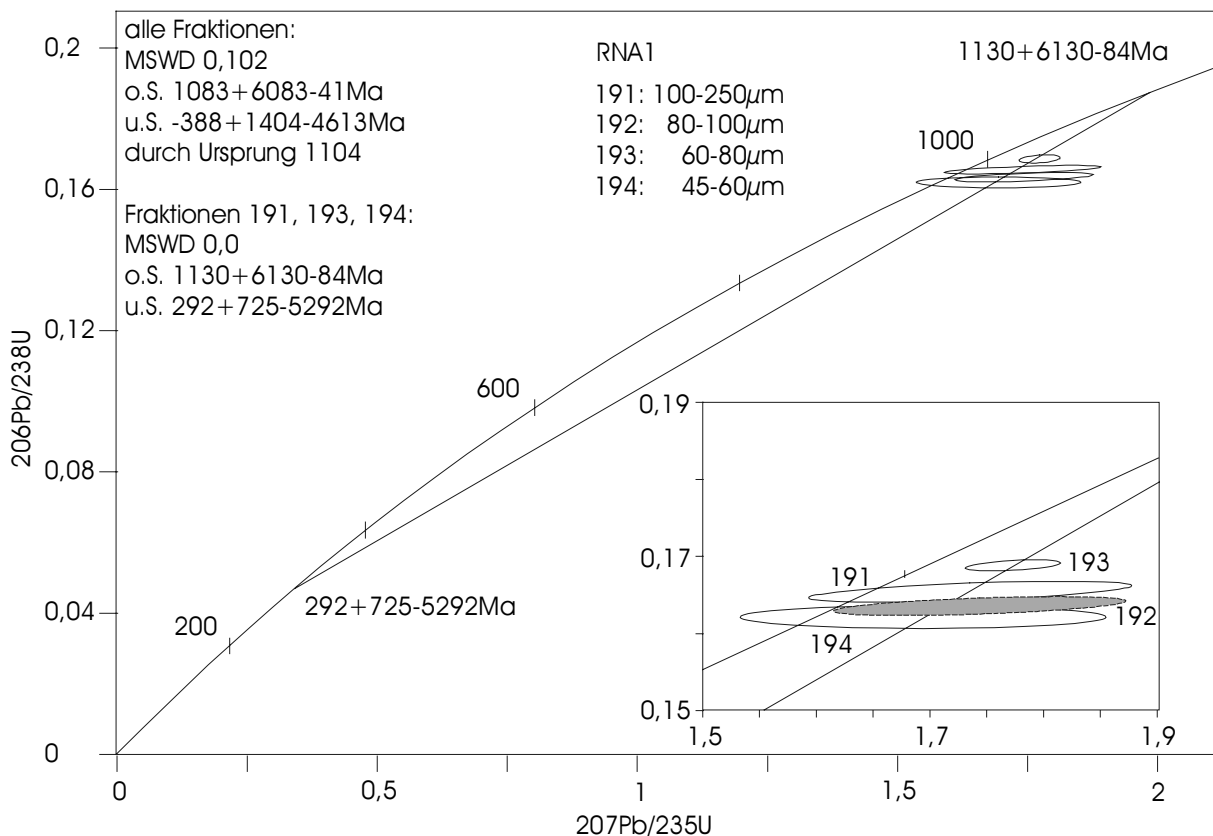


Abb. 6-9: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA1 porphyrischer Rhyolith-Sill, NE-Fuß Gamsberg, GGS

6.2.2 Probe RNA2 silifizierter Gamsberggranit, Wartberg, GGS

Aufschluß und Petrologie

Dieser silifizierter Gamsberggranit stammt von einem Hügel NE‘ des kleinen Gamsberghöhenzuges (Warteberg), nahe eines Quarzitganges (siehe dazu auch Geochemie). In der feinkörnigen rekristallisierten Quarz/Feldspatmatrix sind Domänen von undulösen Porphy Quarzen erhalten. Der größte Teil der Feldspäte ist durchgreifend zu einem Gemisch von Zoisit, Epidot-Klinozoisit, Sericit und Calcit saussuritisiert. In geringen Mengen ist aus Titanit Leukoxen entwickelt.

Zirkonmorphologie

Die Malakone sind fleischfarben und lassen dispers verteilt orange und schwarze Einschlüsse erkennen. Das Längen/Breitenverhältnis (2/1) sowie die schwache Ausbildung der Flächen nach {100} ordnet dieses Material in die PUPIN-Typen P5, S25 ein. Die Flächen nach {211} können auf Grund der starken Kantenrundung durch Resorption angelöst sein, da die Pyramidenspitzen {111} deutlich gerundet sind. Dies belegt auch die extrem unebene Oberfläche.

Kathodolumineszenz (Fototafel 1)

Innerhalb eines undeutlich abzugrenzenden Altkornes sind interne Strukturen zu erkennen, die auf stark wechselnde Bildungsbedingungen oder Anlösungsvorgänge für das Altkorn hinweisen. Die Zonierungen des jüngeren Wachstums sind in der Breite ungleichmäßig und zeigen ein Wachstum in Richtung der Längsachse, während an den Flächen parallel der Längsachse auf Grund der schmalen Ausbildung die Zonierungen nicht mehr erkennbar sind.

U/Pb-Analytik

Die fünf Fraktionen der Probe RNA2 ergeben ein oberes Schnittpunktalter von 1077 ± 125 – 67 Ma und ein unteres Schnittpunktalter von 6 ± 351 – 380 Ma bei einem MSWD von 0,03 (Abb. 6-10). Mit Ausnahme der größten Fraktion (Analysennummer 206) steigen die Urangehalte (387–500 ppm) mit abnehmender Korngröße an. Dieses Verhalten korreliert nicht mit dem Grad der Diskordanz. Die Fraktion 80–100 μm (Analysennummer 207) hat etwa ein Drittel des radiogenen Bleis verloren. Trotz des geringen radiogenen Bleiverlustes der übrigen Proben ist der obere Schnittpunkt auf Grund des hohen Gehaltes an gewöhnlichem Blei (45–47%) schlecht definiert.

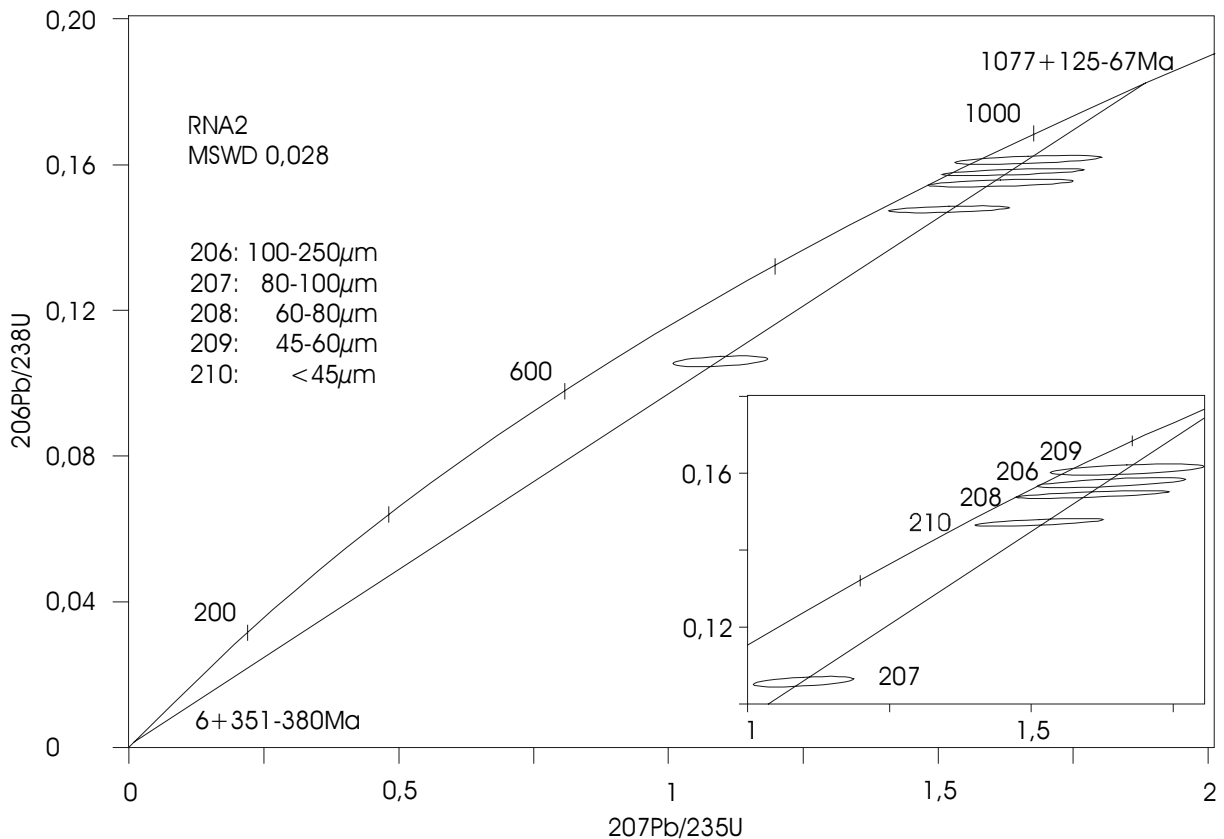


Abb. 6-10: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA2 silifizierter Gamsberggranit, Wartberg, GGS

6.2.3 Probe RNA3 Gamsberggranit, Hopefield, GGS

Aufschluß und Petrologie

Dieser Granit stammt von der SE-Seite des „kleines Gamsberges“ auf Farm Hopefield und wird dem Gamsberggranit zugeordnet.

Die undulösen Quarze sind rekristallisiert, in den Korngrenzen aber nicht immer geradlinig. Die Kalifeldspäte sind in Abhängigkeit von ihrer Zonierung teilweise stark sericitisiert oder saussuritisiert. Das Erz zeigt die einsetzende Bildung von Leukoxen. Die Anorthitkomponenten werden zu Epidot umgewandelt. Die erste Generation des Chlorit scheint einer Vorzugsrichtung zu folgen, während die zweite das granitische Gefüge retrograd überwächst.

Zirkonmorphologie

Das langprismatische Material ist farblos durchsichtig und zeigt rosafarbene Einschlüsse. Die Oberflächen sind extrem uneben, teilweise löchrig und die Kanten stark gerundet. Die Pyramiden {111} sind deutlich ausgeprägt und die Prismenflächen nach {110} gut entwickelt, während die Flächen nach {100} nur selten ausgebildet sind. PUPIN (1980) ordnet die Kornform in die Typen P5 und D ein.

Kathodolumineszenz (Fototafel 1)

Altkörner dieses Materials sind gerundet und lumineszieren dunkel. Nach der Korrosion und Kantenrundung des Altkornes kommt es zur Umwachsung des Nucleus mit Bereichen oszillierender Zonierung.

U/Pb-Analytik

In Abb. 6-11 sind die Ergebnisse der U-Pb-Analytik der Probe RNA3 dargestellt. Der obere Schnittpunkt der Concordia mit der Discordia ergibt ein Alter von 1336 ± 23 Ma und mit dem unteren Schnittpunkt den Zeitpunkt für eine Überprägung von 460 ± 39 Ma. Auf Grund des hohen MSWD von 6,1 ist der 2-sigma-Wahrscheinlichkeitsbereich um den Faktor $\sqrt{\text{MSWD}/2,76}$ erweitert worden. Der Grad der Diskordanz steigt mit den Urangehalten (195-226 ppm) der Zirkone an wobei die Korngröße mit Ausnahme der kleinsten Fraktion (224) stetig abnimmt. Die Proben 225 und 226 zeigen die größte Diskordanz und verfügen nur über maximal 0,4% gewöhnliches Blei, während Zirkone mit höheren gewöhnlichen Bleianteilen (3-7%) deutlich weniger diskordant sind. Die Diskordanz ist bei Zirkonen mit hohen gewöhnlichen Bleigehalten deutlich geringer ausgeprägt, als bei Zirkonen mit einem geringeren Anteil an gewöhnlichem Blei.

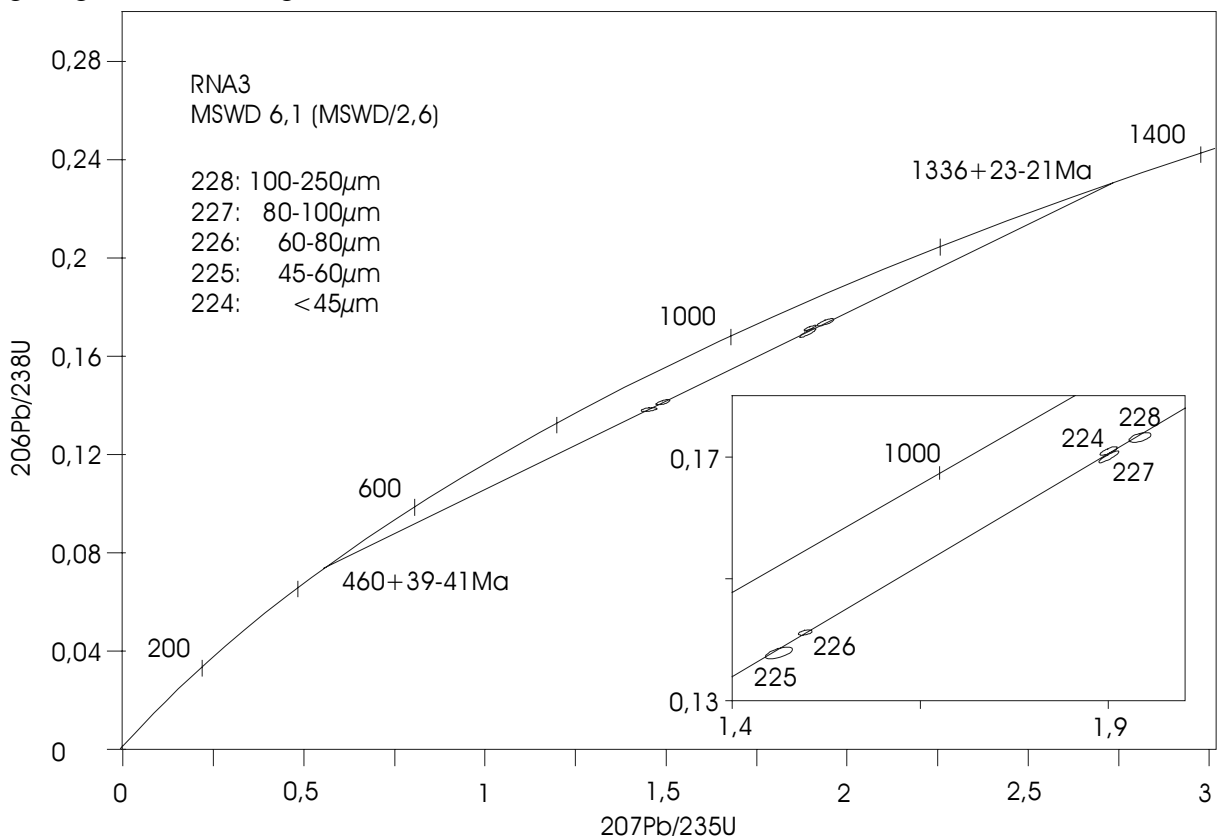


Abb. 6-11: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA3 Gamsberggranit, Hopefield, GGS

6.2.4 Probe RNA4 Pyroklastit, Kraal Gamsberg, GGS

Aufschluß und Petrologie

Die Probe wird der pyroklastischen Serie auf Farm Corona, N vom Kraal Gamsberg zugeordnet. Der Aufschluß befindet sich am SW-Hang des Gamsbergs. Auf Grund der exponierten Lage ist eine Umlagerung dieses Gamsberggranites aus dem Dach der Gamsbergintrusion in Folge von Erosion als Fanglomerat auf den WIC möglich.

Die teilweise bis 5mm großen Feldspäte sind sericitisiert und können zahlreiche fluide Einschlüsse enthalten. Die feinkörnige Quarzmatrix ist rekristallisiert während die größeren

Quarze undulös auslöschen. Die Biotite und Hellglimmer sind eingeregelt. Opaker Bestandteil ist Erz.

Zirkonmorphologie

Die idiomorphen kurzprismatischen Zirkone sind farblos und beinhalten rosafarbene Partikel. Die Kanten der Prismenflächen {110} sind stark gerundet und die Pyramidenspitzen {111} angelöst. Die Oberfläche ist uneben. Das Längen/Breitenverhältnis von 2/1 und die schwach entwickelten Flächen nach {100} ordnen das Material in die Klassen D und P5 nach PUPIN (1980) ein.

Kathodolumineszenz (Fototafel 1)

In der KL ist ein dunkles gerundetes Altkorn zu erkennen, welches von mehreren Zonierungsphasen umschlossen wird. Die Vorzugswachstumsrichtung variiert.

U/Pb-Analytik

Die Zirkonpopulationen der Probe RNA 4 (Abb. 6-12) ergeben einen oberen Schnittpunkt von 1254+350-150Ma und einen unteren Schnittpunkt von 380+250-400Ma bei einem MSWD von 0,35. Die Populationen verteilen sich ideal diskordant auf der Discordia und zeigen steigende Urangehalte (194-227ppm) bei steigendem Grad der Diskordanz und abnehmender Korngröße. Als Folge des geringen spreads der $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnisse in Verbindung mit dem hohen gewöhnlichen Blei Anteil von 17-22% und einem radiogenen Bleiverlust von etwa einem Drittel sind die oberen und unteren Schnittpunktalter schlecht definiert. Auf Grund der geringfügig streuenden $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter (1100-1126Ma) kann dieses Material in die kibarische Phase eingeordnet werden.

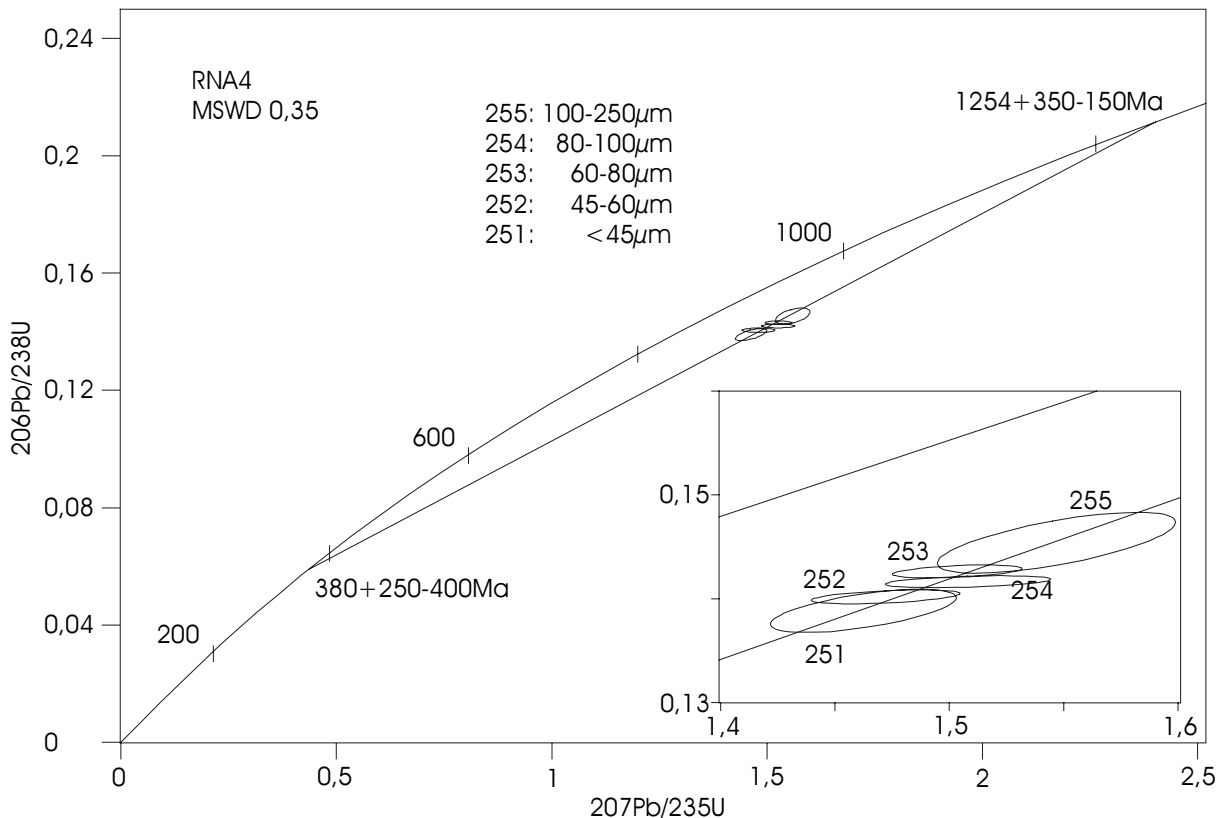


Abb. 6-12: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA4 Pyroklastit, Kraal Gamsberg, GGS

6.2.5 Probe RNA5 Rhyolithporphyr, Pad zum Gamsbergplateau, GGS

Aufschluß und Petrologie

Dieser feinkörnige Rhyolithporphyr aus dem unteren Bereich der Serpentin am Gamsberg wird der GGS zugeordnet.

Die sehr fein- und gleichkörnige Quarz/Feldspatmatrix ist nicht dynamisch rekristallisiert. Es zeigen sich häufig myrmekitische oder graphische Verwachsungen wie auch Anwachsäume an Kalifeldspäten sowie Mikroklingitter und feinperthitische Entmischungsspindeln. Die Feldspäte sind schnell abgeschreckt und nicht entmischt. Die Glimmer zeigen eine deutliche Einregelung.

Zirkonmorphologie

Die rötlichen bis farblosen kurzprismatischen idiomorphen Zirkone beinhalten unregelmäßige opake Einschlüsse. Die Kanten sowie die Pyramidenspitzen sind durch Korrosion angelöst und gerundet. Die Oberfläche ist uneben. Durch das Längen/Breitenverhältniss von 2/1 und die ausgeprägten {110} und {111} Flächen mit untergeordneten Flächen nach {100} entsprechen die Zirkone nach PUPIN (1980) den Typen P5 und D.

Kathodolumineszenz (Fototafel 1)

Das gerundete Altkorn luminesziert hell. Die Umwachsung erfolgt in mehreren Schritten, wobei sich die Breiten der Zonierung und Wachstumsformen unterscheiden. Es überwiegt eine Vorzugsrichtung in der Längsachse während die Zonierungen parallel zur Wachstumsrichtung engständig und nicht auflösbar sind. Im äußeren Bereich ist eine ältere Zurundung zu erkennen, welche von der jüngsten Zonierung umwachsen wird. Mikrokanäle verlaufen vom Rand bis in den inneren Bereich.

U/Pb-Analytik

Die fünf Zirkonfraktionen ergeben ein oberes Schnittpunktalter von 1079 ± 63 Ma und ein unteres von 38 ± 200 Ma bei einem MSWD von 0,67. Die beiden größten Fraktionen weisen die größte Diskordanz auf. Die Verteilung der Fraktionen auf der Discordia ist unabhängig von den Gehalten an Uran (431-486 ppm). Der Anteil des gewöhnlichen Bleis liegt zwischen 9-14% ohne Korrelation zur Korngröße oder dem Urangehalt. Die Zirkone haben etwa ein Fünftel des radiogenen Bleis verloren.

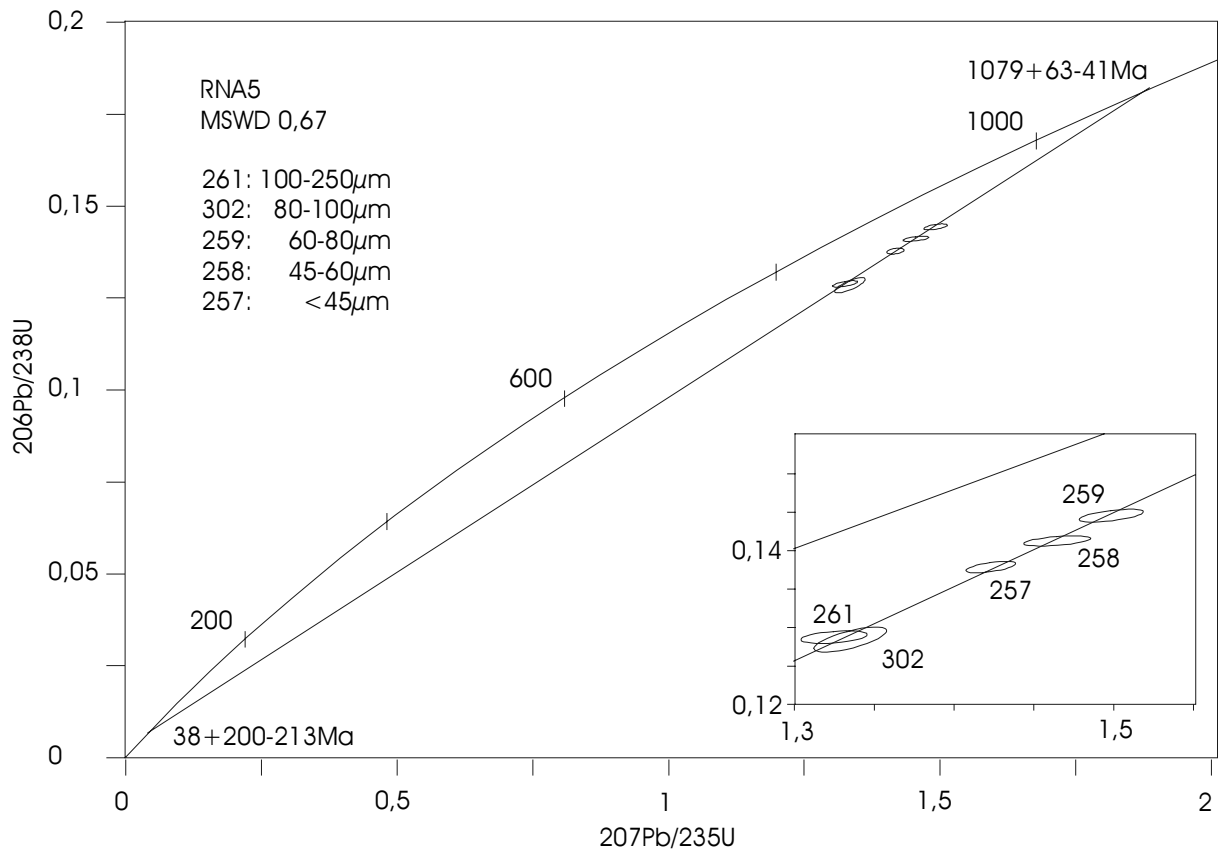


Abb. 6-13: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA5 Rhyolithporphyr, Pad zum Gamsbergplateau, GGS

6.2.6 Probe RNA6 porphyrischer Rhyolith-Sill, Plowpots, GGS

Aufschluß und Petrologie

Dieser porphyrische Rhyolith-Sill liegt direkt unterhalb der Corona Formation der Damara Sequenz am Top des Basement NE' des Gamsbergs.

Im Dünnschliff sind die Feldspäte in der rekristallisierten Quarzmatrix gut erhalten. Der hohe Anteil an phacoid ausgebildetem Plagioklas und Kalifeldspat zeigt perthitische Entmischung und Schachbrettalbitmuster. Untergeordnet können auch porphyrische Quarze phacoide Körper erzeugen. Die einsetzende Epidotbildung verweist auf metamorphe Bedingungen der Grünschieferfazies und wird von Biotit überwachsen.

Zirkonmorphologie

Die farblosen Zirkone zeigen viele opake Einschlüsse wie auch orangefarbene Schleier. Die starke Kantenrundung korreliert mit den angelösten Pyramidenspitzen {111} und der sehr unebenen Oberfläche. Das Prisma wird dominiert von Flächen nach {110}, stark untergeordnet zeigen sich Flächen nach {100}. Das Längen/Breitenverhältnis von 2/1 bis 3/1 und die sehr schwach ausgeprägten {100} Flächen ordnen diese Zirkone den Typen P5 und D nach PUPIN (1980) zu.

Kathodolumineszenz (Fototafel 2)

Das große unzonierte stark angelöste und gerundete dunkle Altkorn ist ebenso wie der gesamte Zirkon trotz der geringen Urangehalte von 160-294ppm stark von nicht lumineszierenden Kanälen und Bereichen geprägt. Diese unregelmäßig geformten schwarzen Bereiche zeigen in der Morphologie Übereinstimmung mit stark metamikten Bereichen, welche im Ca-, Al-, Fe- und Na-Gehalt angereichert sind (KURZ 2000). Die jüngere

Zonierung überwächst in unregelmäßiger Form das Altkorn, bis sich eine idiomorphe Kornform ausbildet.

U/Pb-Analytik

In Abb. 6-14 ist die Discordia der fünf Zirkonfraktionen der Probe RNA6 mit einem oberen Schnittpunkt von 1095+121-21Ma und einem unteren Schnittpunkt von 26+767-783 bei einem MSWD von 0,1 dargestellt. Die Anordnung der Populationen mit abnehmender Korngröße zunehmende Urangehalte (157-294ppm) und Diskordanz zu zeigen, stellt nach SILVER & DEUTSCH (1963) das ideale diskordante Muster dar. Der radiogene Bleiverlust ist gering, wenn auch der Anteil an gewöhnlichem Blei mit 16-35% hoch ist. Die kleinste Fraktion (285) beinhaltet 35% gewöhnliches Blei.

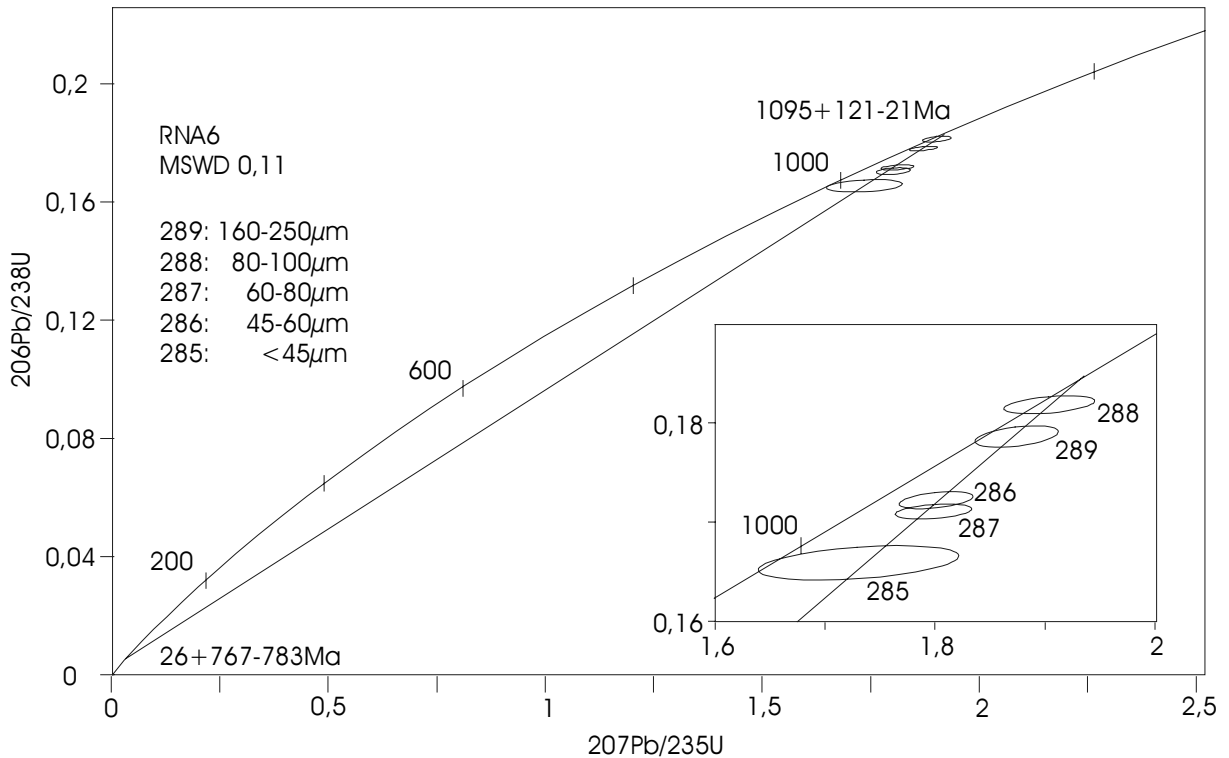


Abb. 6-14: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA6 porphyrischer Rhyolith-Sill, Plowpots, GGS

6.2.7 Probe RNA7 Granit, Hopefield, GGS

Zirkonmorphologie

Abweichend zur Probe RNA3 sind in RNA7 Zirkone mit opaken Einschlüssen untersucht worden. Die Kornmorphologie und der Dünnschliff ist identisch zu RNA3.

U/Pb-Analytik

Diese vier Fraktionen ergeben ein oberes Schnittpunktalter von 1375+193-121Ma und einen unteren Schnittpunkt von 707+110-162Ma mit einem MSWD von 1,34 bei einem kritischen Wert für vier Fraktionen von 3. Die Diskordanz steigt mit zunehmendem Urangehalt (197-244ppm) und abnehmender Korngröße. Die Urangehalte stimmen mit denen der Probe RNA3 überein. Der Anteil des gewöhnlichen Bleis ist mit 8-11% deutlich erhöht. Die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter sind bei den beiden größten Fraktionen (228 und 227 bzw. 289 und 299) etwa 100Ma jünger als bei den einschlussfreien Fraktionen aus RNA3 während sie bei den Analysen 300 und 301 ähnlich sind. Im Gegensatz dazu stehen die $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ und $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Alter, welche bei den kleineren Fraktionen (300 und 301) 100Ma höher sind als bei RNA3 (226 und 225). Die Proben haben etwa 50% ihres Bleis verloren, was mit den Ergebnissen von RNA3 übereinstimmt.

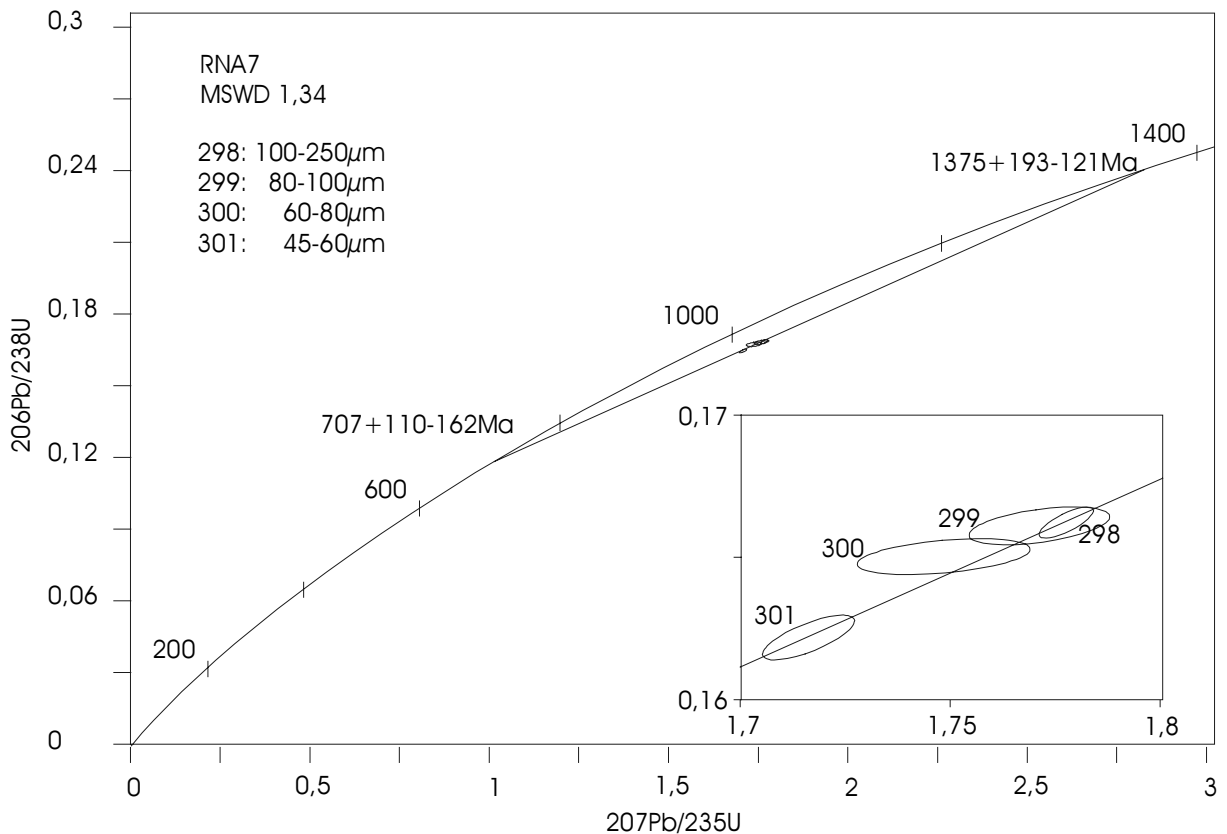


Abb. 6-15: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA7 Granit, Hopefield, GGS

Eine gemeinsame Regression von RNA3 mit RNA7 ergibt einen oberen Schnittpunkt von $1301 \pm 164 - 91 \text{ Ma}$ und einen unteren Schnittpunkt von $513 \pm 191 - 242 \text{ Ma}$ bei einem MSWD von 166. Der 2-sigma-Wahrscheinlichkeitsbereich wird dabei um den Faktor $\text{Sqrt}(\text{MSWD}/2,01)$ erweitert.

6.2.8 Probe RNA9 porphyroklastischer Granitgneis, Rostock-Inlier, GGS

Aufschluß und Petrologie

Der porphyroklastische Granitgneis aus dem Bereich von Kraal Rostock Nord ist stark deformiert und entspricht im Mikrogefüge dem des porphyrischen Granites der GGS. Die porphyrischen Alkalifeldspäte enthalten teilweise große Mengen fluider Einschlüsse und werden wie die Plagiokläse von den Muscoviten in sigmoidaler Ausbildung umgrenzt. Die Matrix besteht aus rekristallisiertem undulösen Quarz und Feldspat. Eine Sericitisierung wird nur in sehr geringem Umfang beobachtet. Der Titanit ist kaum zu Leukoxen umgewandelt.

Zirkonmorphologie

Die fleischfarbenen metamikten Zirkone enthalten rosafarbene Einschlüsse. Prismen- nach $\{110\}$ und Pyramidenflächen nach $\{111\}$ dominieren den Habitus, während Flächen nach $\{100\}$ nur sehr schwach entwickelt sind und wahrscheinlich erst durch Kantenrundungen während einer magmatischen Resorption erzeugt werden. In diesem Zusammenhang sind auch die schwach ausgebildeten abgeflachten Pyramidenspitzen zu sehen. Das Längen/Breitenverhältnis von 2/1 bis 3/1 klassifiziert das Material nach PUPIN (1980) in Typ D und P5.

Kathodolumineszenz (Fototafel 2)

Das dunkle kaum zonierte gerundete und teilweise in der Kornform angelöste Altkorn wird von jüngeren Zonierungen mit deutlicher Lumineszenz umwachsen. Die umgebende Zonierung bildet vorwiegend raumgreifende Flächenvolumen nach $\{110\}$ aus, während die

Zonierungen nach {100} engständig sind. Im rechten Bereich des Zirkons kommt es durch Metamorphose zur Auslöschung der Zonierung.

U/Pb-Analytik

Diese Probe aus dem Rostock-Inlier ergibt mit fünf Zirkonfraktionen einen oberen Schnittpunkt von 1158 ± 285 -150Ma und einen unteren Schnittpunkt von 179 ± 222 -308Ma mit einem MSWD von 0,15. Mit zunehmender Korngröße steigt im Trend die Diskordanz, welche nicht mit den Urangelhalten (375-490ppm) korreliert.

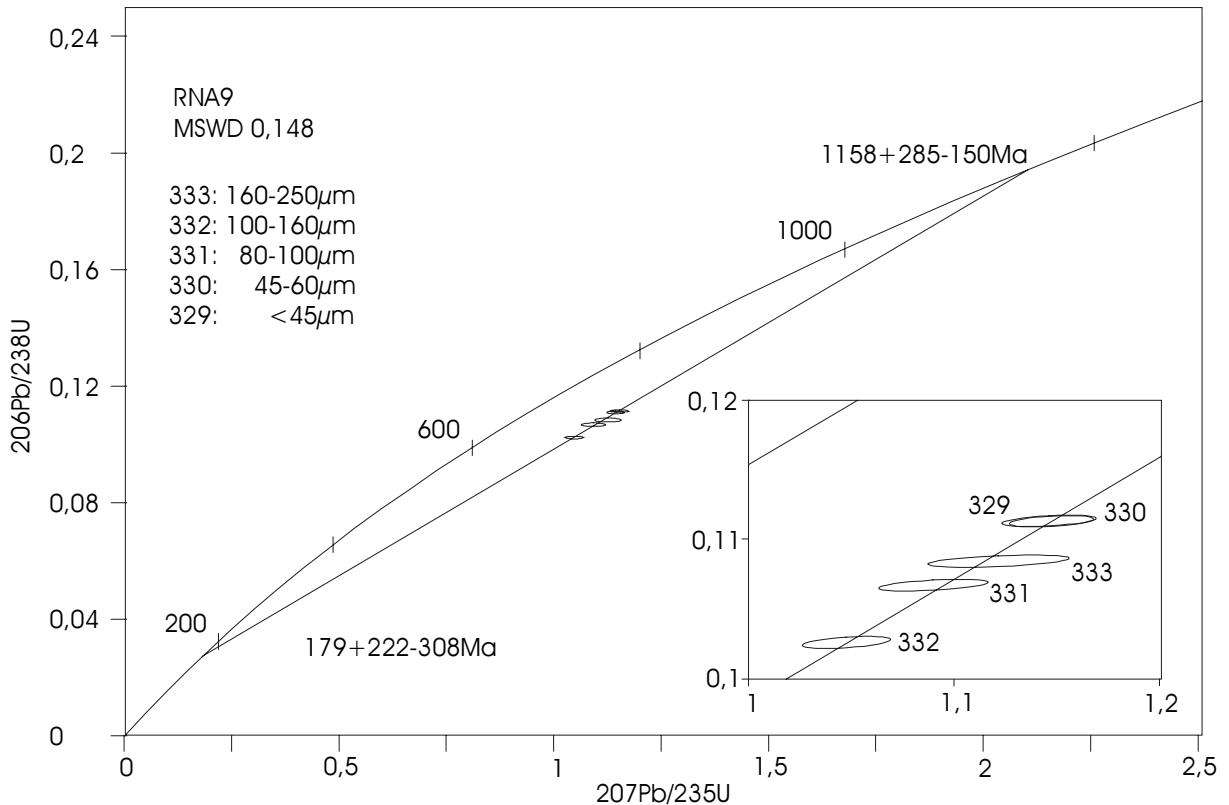


Abb. 6-16: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA9 porphyroklastischer Granitgneis, Rostock-Inlier, GGS

Die Fraktionen haben etwa die Hälfte ihres Bleis verloren und beinhalten 16-24% gewöhnliches Blei.

6.2.9 Probe RNA11 Rhyolithband, SW-Seite Gamsberg, Top Basement

Aufschluß und Petrologie

Der Aufschluß dieses Rhyolithband vom SW-Hang des Gamsbergs aus dem Top des Basement liegt in unmittelbarer Nachbarschaft zum WIC. Auf Grund der undeutlichen Geländebeziehung kann diese Probe auch dem WIC zugeordnet werden.

In der feinkörnigen schlecht equilibrierten Quarz/Feldspatmatrix sind wesentlich größere zonierte zum Teil sehr stark sericitisierte Kalifeldspäte und Plagioklase enthalten. Diese zeigen graphische Verwachsungen sowie Mikroklingitter und können erheblich Anteile an fluiden Einschlüssen enthalten, die unregelmäßig im Korn verteilt sind. Große nicht rekristallisierte Quarze enthalten ebenfalls Fluide und zeigen lobate Korngrenzen. Der Biotit und der Hellglimmer sind unregelmäßig gewachsen. Die Erzphase ist nur sehr untergeordnet entwickelt.

Zirkonmorphologie

Das kurzprismatische Material ist farblos bis leicht rosa und enthält rosa gefärbte Einschlüsse. Die Oberfläche ist durch Korrosion stark angegriffen und dadurch löchrig und uneben. Die

Kanten sind gerundet. Die Prismenflächen nach {110} überwiegen deutlich die Flächen nach {100}, wobei zu berücksichtigen ist, daß Flächen nach {100} auch durch Korrosion von {110} Flächen erzeugt werden können. Die Pyramiden werden durch Flächen nach {111} gebildet. In Verbindung mit dem Längen/Breitenverhältnis von 2/1 ergibt sich eine Typisierung nach PUPIN (1980) in P5 und D.

Kathodolumineszenz (Fototafel 3)

Das unregelmäßig lumineszierende gerundete Altkorn wird nicht gleichmäßig von der jüngeren Zonierung umwachsen. Das Wachstum bevorzugt eine Richtung. Die Morphologie entspricht in der Form des Kornes der jüngsten Anwachsphase.

U/Pb-Analytik

Die fünf Populationen ergeben einen oberen Schnittpunkt vom 1441+408-156Ma und einen unteren Schnittpunkt von 145+450-591Ma (Abb. 6-17). Der MSWD weist mit einem Wert von 6,5 auf eine geologische Veränderung des U-Pb-Systems hin. Der 2-sigma-Wahrscheinlichkeitsbereich wurde mit dem Faktor $\sqrt{\text{MSWD}/2,76}$ erweitert. Die Diskordanz wächst mit zunehmendem Urangehalt (72-332ppm) im Trend zu abnehmenden Korngrößen. Der radiogene Bleiverlust korreliert dabei positiv mit der Urankonzentration. Ein Zusammenhang von Urangehalt und Einbau von gewöhnlichem Blei kann nicht festgestellt werden. Auf Grund des hohen Anteils von 31-38% gewöhnlichen Bleis am Gesamtblei sind die Fehlerellipsen stark geweitet.

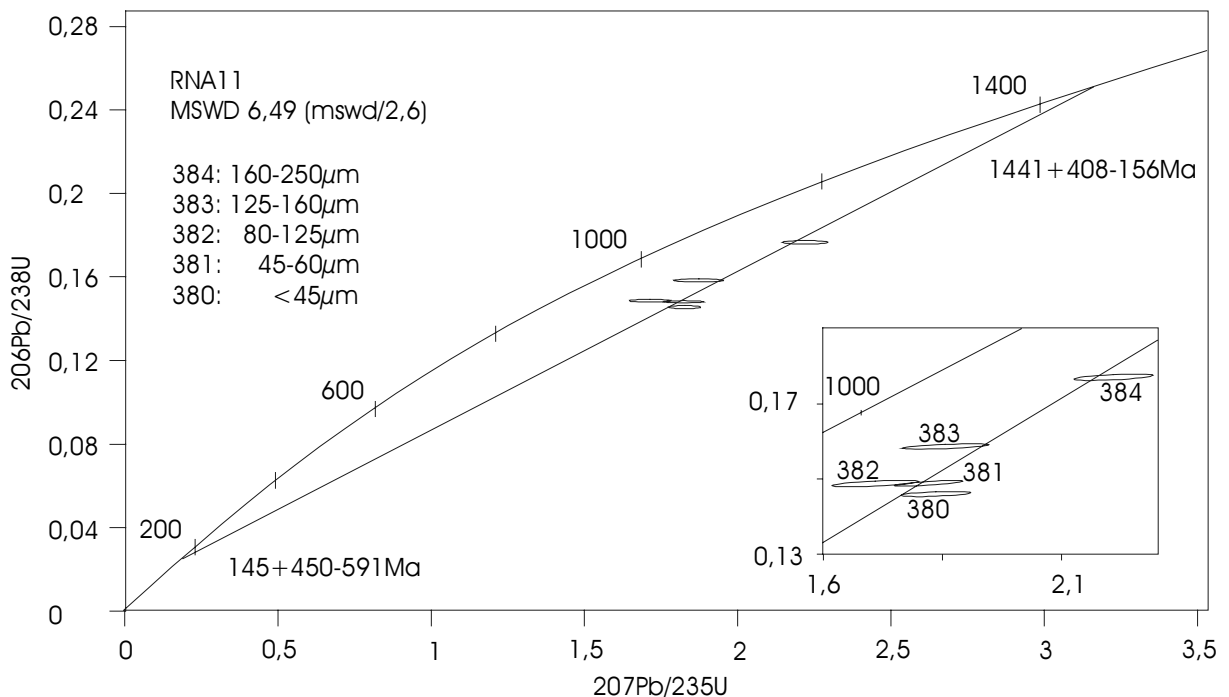


Abb. 6-17: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA11 Rhyolithband, SW-Seite Gamsberg, Top Basement

Eine Verringerung des postulierten Fehlers am initialen Blei oder die Bestimmung der Isotopie des gewöhnlichen Bleis der Probe, um die Fehlerellipsen zu verkleinern ist nicht sinnvoll, da der Zeitpunkt der Eintragung der gewöhnlichen Bleis in den Zirkon nicht bestimmt werden kann.

Eine Discordia mit Fraktionen niedrigen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alters wie 382 und 383 ergibt einen oberen Schnittpunkt von 1490+1728-210Ma und einen unteren Schnittpunkt von 415+451-1131Ma und ist damit auf Grund der hohen Fehler irrelevant. Die Fraktionen 380, 381 und 384 mit höherem $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter ergeben trotz des großen Anteils an gewöhnlichem Blei

geringere Fehler bei einem oberen Schnittpunkt von 1446+216-113Ma und einem unteren Schnittpunkt von 53+356-412Ma bei erheblich verringertem MSWD von 1,87.

6.2.10 Probe RNA15 Pyroklastit, SW-Seite Gamsberg, GGS

Aufschluß und Petrologie

Dieser Pyroklastit stammt aus der pyroklastischen Serie auf Farm Corona, N' von Kraal Gamsberg. Der Aufschluß befindet sich am SW-Hang des Gamsbergs. Auf Grund der exponierten Lage ist eine Umlagerung dieses Gamsberggranites aus dem Dach der Gamsbergintrusion in Folge von Erosion als Fanglomerat auf den WIC möglich.

Die im Vergleich zur Matrix sehr großen Feldspäte und Plagioklase sind sericitisiert. Die teilweise zonierten Kalifeldspäte bilden graphische Verwachsungen sowie Mikroklingitter aus und sind reich an fluiden Einschlüssen. Neben Chlorit treten sowohl Muscovit als auch vereinzelt noch Biotit auf. Die Quarz/Feldspatmatrix ist rekristallisiert während die großen Quarze undulös auslöschen und Fluidbahnen zeigen. In der Erzphase setzt Leukoxenbildung ein. Die Zirkone bilden idiomorphe Kornformen aus.

Zirkonmorphologie

Die farblosen bis leicht milchigen Zirkone zeigen orangefarbene Einschlüsse. Die Spitzen der Pyramidenflächen {111} sind nicht deutlich entwickelt was auf eine magmatische Korrosion zurückgeführt wird, welche auch die genarbte Kristalloberfläche erzeugt hat. Eine Kantenrundung der Flächen nach {110} ist nicht beobachtbar. Das Längen/Breitenverhältnis von 2/1 bis 1/1 ordnet das Material den Typen J5 und D nach PUPIN (1980) zu.

Kathodolumineszenz (Fototafel 3)

Das schwarze Altkorn ist durch Oberflächenresorption kantengerundet und wird von hell lumineszierenden Zonierungen umwachsen.

U/Pb-Analytik

In Abb. 6-18 ist die Concordia und Discordia der fünf Fraktionen der Probe RNA 15 dargestellt. Der obere Schnittpunkt entsteht bei 1186+54-59Ma, der untere bei 312+119-128Ma bei einem MSWD von 3,1 und einer Vergrößerung des 2-sigma-Wahrscheinlichkeitsbereiches mit dem Faktor Sqrt (MSWD/2,76). Die Urankonzentration und Diskordanz steigt von 176-235ppm mit abnehmender Korngröße. Die Proben enthalten maximal 7% gewöhnliches Blei. Die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter streuen von 1096 bis 1136Ma.

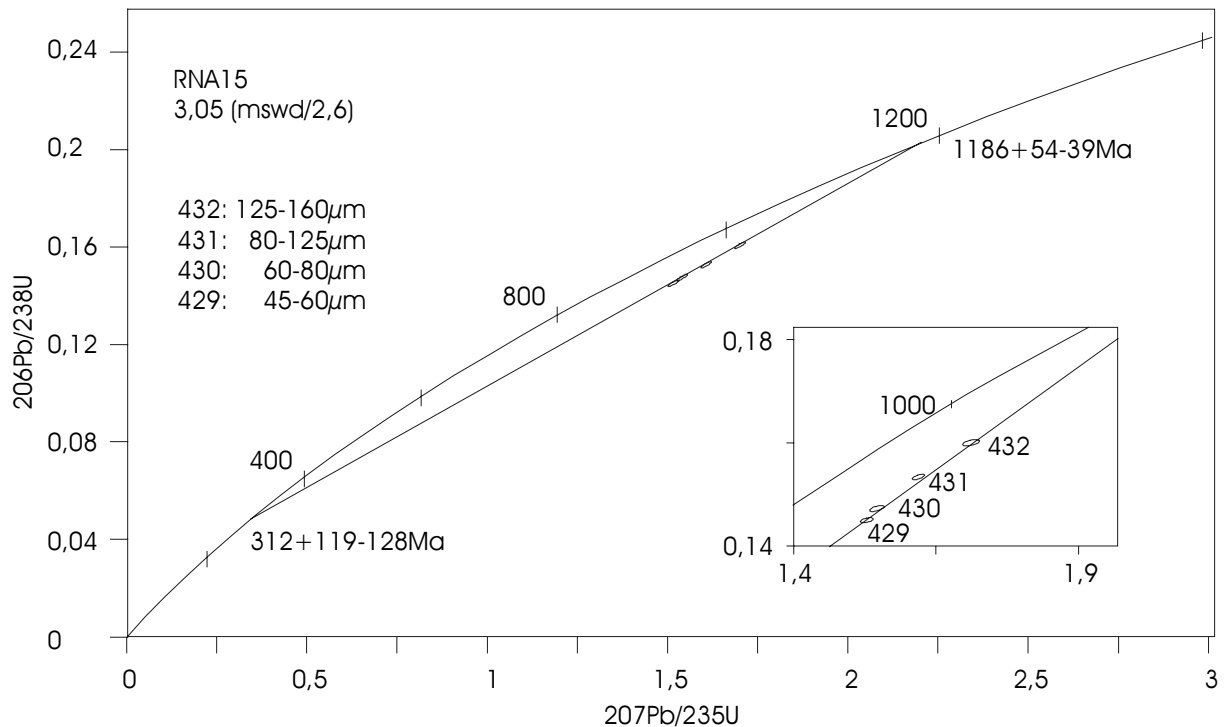


Abb. 6-18: WETHERILL-Diagramm der Probe RNA15 Pyroklastit, SW-Seite, GGS

6.2.11 Diskussion der Zirkonmorphologie

Die Farbe der Zirkone variieren von farblos bis eindeutig metamikt mit den entsprechenden fleischigen bis bräunlichen Farben. Opake Einschlüsse sind dabei sehr häufig und verringern die zu Datierungszwecken zur Verfügung stehende Probenmenge erheblich.

Die Kornformen sind vorwiegend langprismatisch, wobei das L/B-Verhältniss selten >2 wird, was eine potentielle Abkunft der Zirkone aus Pyroklastika ausschließt.

Die Kantenrundungen und Korrosionen an den Pyramidenspitzen sind erheblich, da eine ursprünglich vollkommen idiomorphe Kristalltracht angenommen wird. Die deutlich genarbtten Oberflächen aller Zirkone bestätigen eine umfassende postkristalline Alteration.

Ob eine magmatische Resorption der Zirkone zu einer durchgreifenden Veränderung des Habitus der Prismen- und Pyramidenflächen führen kann, erscheint für die Ausbildung von $\{100\}$ Flächen durch korrodierte $\{110\}$ Flächen plausibel. Für die Pyramiden und deren Spitzen sind solche Lösungsvorgänge ebenfalls nicht auszuschließen, da es sich bei den Zirkonen nicht um detritisches Material handelt.

Nach PUPIN (1980; Abb. 6-19) sind die Zirkone mit nur geringen Parameterschwankungen unter alkalischen Bedingungen bei Temperaturen von etwa 850-900°C entstanden. Dies ist in Anbetracht der engen regionalen Vergesellschaftung der Proben aus dem Bereich des Gamsbergs nachvollziehbar.

Nach Abb. 6-26 entsprechen die Zirkone der Sinclair Sequenz einer typisch alkalischen Granitserie.

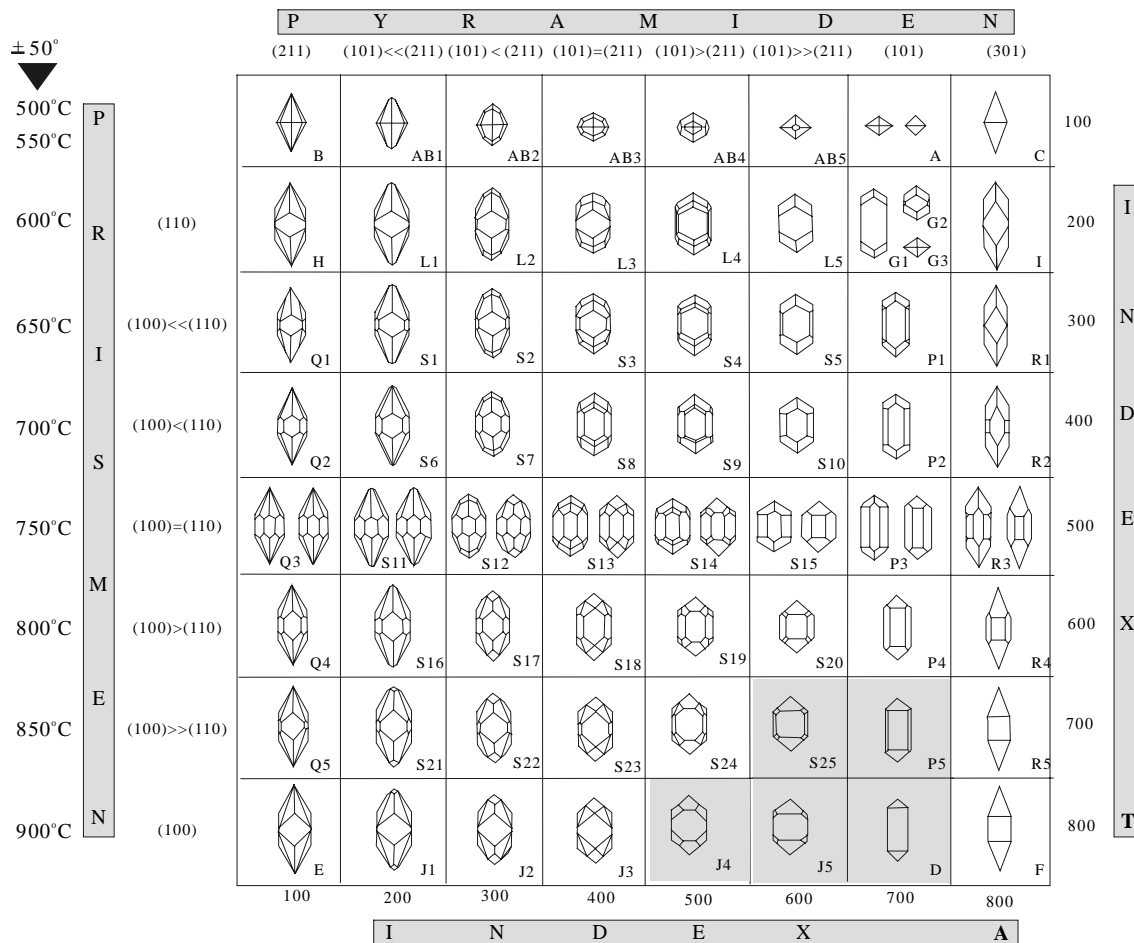


Abb. 6-19: Klassifikationsdiagramm für Zirkone der Sinclair Sequenz nach PUPIN (1980)

6.2.12 Diskussion der Kathodolumineszenz

Die Zirkone der Sinclair Sequenz zeigen eindeutige Altkörner, welche an den Oberflächen durch Resorption angelöst worden sind. Dabei wurde die ursprüngliche Kornform aufgehoben und durch jüngere Zonierungen mit idiomorpher Kornform umwachsen. Diese jüngeren Umwachsungen zeigen im Lumineszenzverhalten deutliche hell/dunkel Zonen und stellen den Hauptanteil des Zirkonvolumens dar. Solche umfassenden, durchhaltenden, das gesamte Altkorn umschließenden oszillierenden Zonierungen stellen Neubildungen während eines magmatischen Ereignisses dar. Diese Zonierungen können durch postkristalline Vorgänge ausgelöscht sein. Nicht lumineszierende Mikrokanäle und Felder sind in den meisten Proben enthalten, durchziehen den gesamten Zirkon und sind nicht an die Flächen der Zonierungen gebunden.

6.2.13 Diskussion der U/Pb-Analytik

Es werden in der Sinclair Sequenz am Gamsberg drei Gruppen von Magmatiten unterschieden:

Die älteste granitische Einheit wird von RNA3 mit einem Alter von 1336±23-21Ma repräsentiert.

Eine weitere Gruppe besteht aus den Proben RNA4, 11 und 15. Diese bilden obere Schnittpunktalter von 1186 bis 1441Ma und untere Schnittpunktalter von 145 bis 380Ma. Das radiogene Blei ist bei dieser Gruppe mindestens zur Hälfte abgeführt worden. Die Fehlerellipsen liegen zumeist parallel zur Discordia und sind auf Grund der teilweise sehr

geringen gewöhnlichen Bleigehalte klein. Signifikantes Merkmal ist die im Trend immer zunehmende Diskordanz bei abnehmender Korngröße bei Urangelhalten von 168 bis 332ppm.

Die dritte Gruppe besteht aus den Proben RNA1, 2, 5 und 6. Obere Schnittpunktalter entstehen bei 1077 bis 1130Ma, die unteren Schnittpunkte liegen zwischen 6 bis 292Ma. Das radiogene Blei ist nur bis zu maximal einem Drittel abgeführt worden, in einem Ausnahmefall nicht ganz bis zur Hälfte (Analyse 207). Anders als bei der zweiten Gruppe ist weder eine Abhängigkeit der Korngröße zur Diskordanz noch zum Urangelhalt festzustellen. Die Fehlerellipsen sind auf Grund der hohen gewöhnlichen Bleigehalte (9-47%) groß. Abweichend davon mit geringen gewöhnlichen Bleianteilen ist Probe RNA5, welche in etwa 8km Entfernung zu den Probennahmeregion von RNA1, 2 und 6 liegt.

Diese Probe stellt ein Übergangsmaterial zur Probe RNA3 der ersten Gruppe dar, da dieses Material deutlich radiogenes Blei verloren hat, aber nur niedrige Gehalte an gewöhnlichem Blei enthält (9-14%).

Bei dem Großteil der Proben steigt der Grad der Diskordanz mit zunehmendem Urangelhalt (Abb. 6-20). Damit sind diese Populationen nach MEZGER & KROGSTAD (1997) nicht als metamorphe Zirkone zu betrachten und zeigen trotz der erheblichen Anteile an gewöhnlichem Blei und dem hohen Grad der Diskordanz in Verbindung mit teilweise ungünstigen Verteilungsmuster im Concordiadiagramm Kristallisations- und Überprägungsalter. Die Abweichungen vom Trend bei RNA1, RNA3 sind weder auf erhöhte Urangelhalte zurückzuführen noch korrelieren diese mit der Korngröße. Probe RNA 9 zeigt mit steigendem Urangelhalt eine abnehmende Diskordanz.

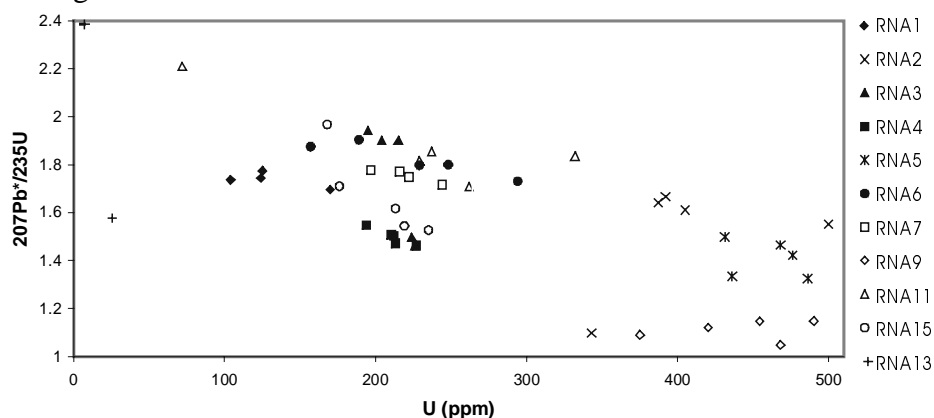


Abb. 6-20: Darstellung der Zirkonanalysen im $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ vs. U Diagramm, Sinclair Sequenz

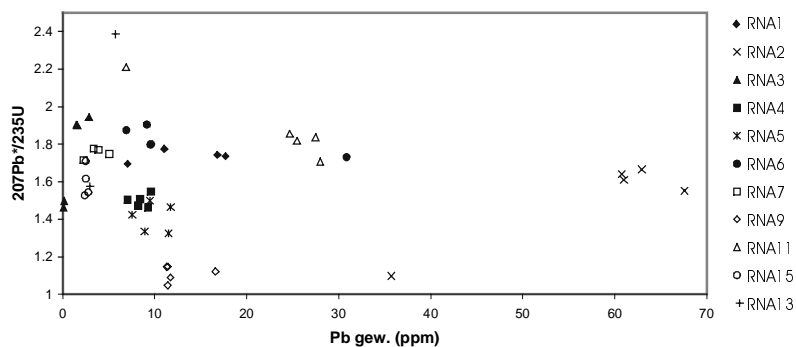


Abb. 6-21: Darstellung der Zirkonanalysen im $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ vs. $\text{Pb}_{\text{gew.}}$ Diagramm, Sinclair Sequenz

Durch den Verlust an radiogenem Pb wie er durch die steigende Diskordanz angezeigt wird ist das Kristallgitter des Zirkons geschwächt und kann bei weiterer Beanspruchung Fremdelemente aufnehmen. Dazu gehört unter anderem auch das gewöhnliche ^{204}Pb Bleiisotop. Diese Theorie kann mit Abb. 6-21 statistisch nicht bestätigt werden. Zwar entsprechen RNA2, RNA6 und RNA11 im Trend dieser Modellvorstellung, bei der Mehrheit der Proben ist aber

kein verstärkter Einbau von gewöhnlichem Blei bei zunehmender Diskordanz festzustellen, was auf eine Störung des Systems zurückzuführen sein mag.

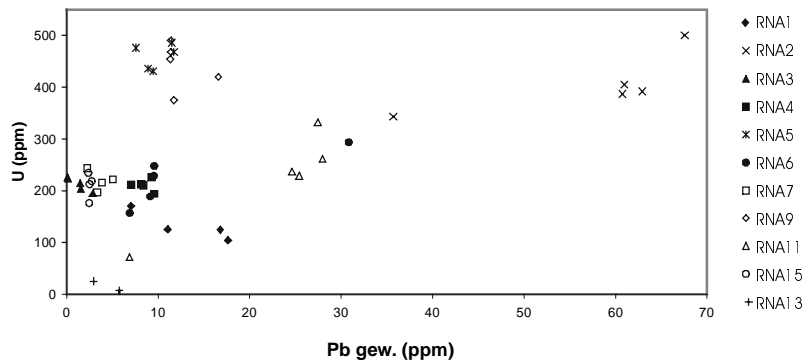
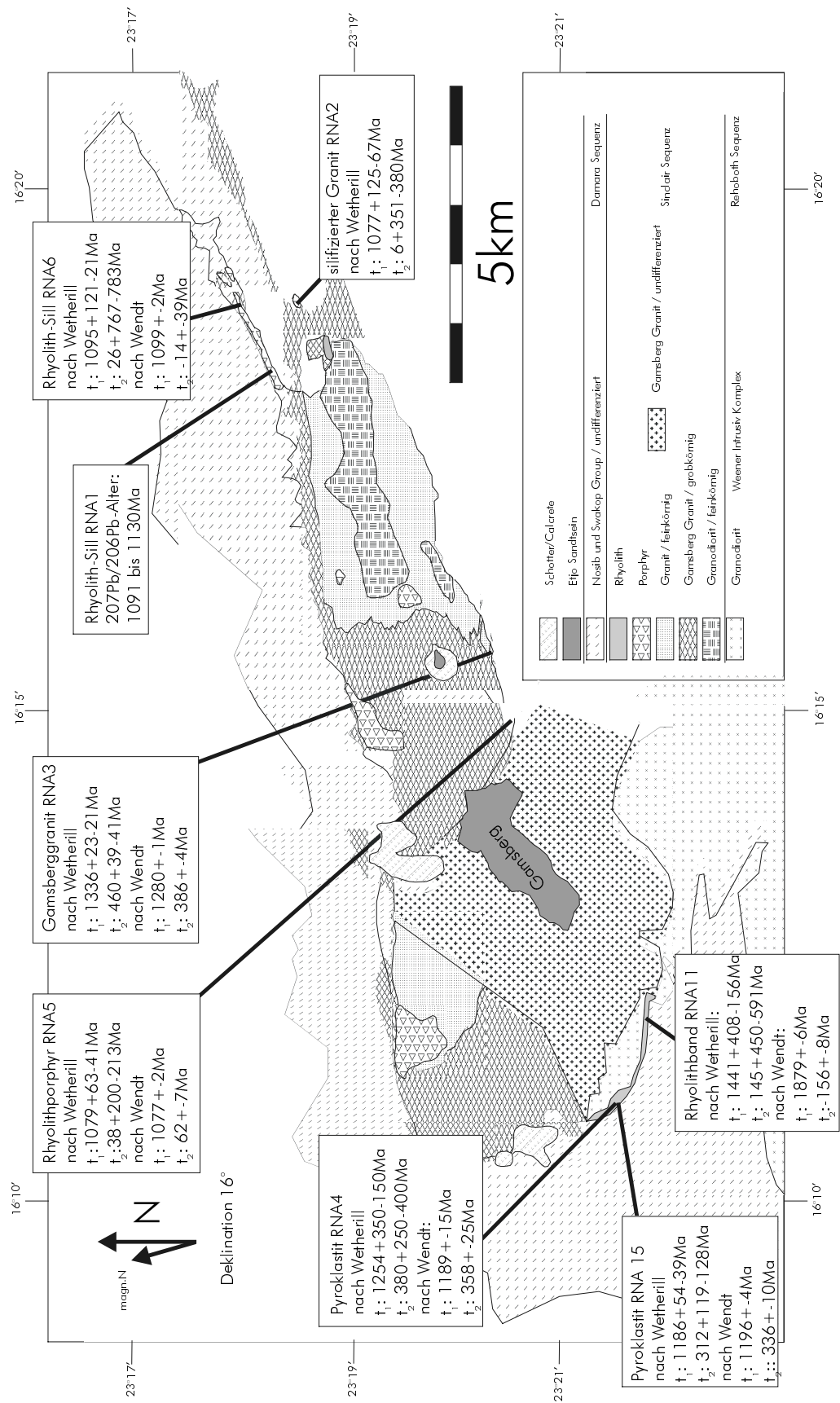


Abb. 6-22: Darstellung der Zirkonanalysen im U vs. Pb_{gew.} Diagramm, Sinclair Sequenz

In Abb. 6-22 ist die positive Korrelation von Uran und gewöhnlichem Blei Gehalt für RNA2, RNA6 und RNA11 offensichtlich. Wie schon von BECKER (1995) beobachtet, können auch negative Korrelationen ausgebildet sein (RNA1, RNA3 und RNA9). BECKER (1995) führt dies auf einen im Vergleich zum radiogenen Blei erhöhten Uranverlust zurück. Da der Einbau des gewöhnlichen Bleis als Maß für die Metamiktisierung und damit gleichzeitig des ursprünglichen Urangehaltes zu sehen ist, kann eine metamorphe Beanspruchung des Zirkons zur Abfuhr des Uran und des gewöhnlichen Bleis führen. Damit erklärt BECKER (1995) auch die umgekehrte Anordnung der Zirkone auf der Diskordia. Die primär hohen Gehalte an Uran führen zu erheblichen Störungen im Kristallgitter und einem hohen Grad der Diskordanz. Wird bei einer Überprägung der Zirkone mehr Uran als radiogenes Blei abgeführt, bewegen sich die Punkte auf der Diskordia in Richtung des oberen Schnittpunktes. Es kommt also zu einer Fraktionierung zwischen Uran und radiogenem Blei auf Grund der Metamiktisierung.

Abb. 6-23: Ergebnisse der U/Pb-Datierungen am Gamsberg



6.3 Damara Sequenz

6.3.1 Probe RNA16 / Hartelust II, Farm Hartelust, Vaalgras Subgroup

Aufschluß und Petrologie

Der Hartelust Ignimbrit erstreckt sich in ENE-WSW Richtung parallel zum Khomas Trog über eine Länge von etwa 240km in geringer Mächtigkeit von 10-30m und wird als Top der Vaalgras Subgroup betrachtet. Das Hangende dieser Einheit ist die Kuiseb Formation mit dem Matchless Member.

Trotz der postmylonitischen durchgreifenden thermischen Equilibrierung des Gesteins sind im Dünnschliff die Streckungshöfe des Feldspat und der trockenen, wasserarmen porphyrischen Quarzklasten zu erkennen. Ausgewalzte monokristalline Bereiche von Quarz ergeben eine 20- bis 30-fache Längung und zeigen den sehr starken Strain, dem dieser Mylonit ausgesetzt war. Die Feldspäte zeigen graphische Verwachsungen und Mikroklingitter. Fluide sind unregelmäßig verteilt und können in Entmischungsstrukturen angereichert sein. Die Muscovite zeichnen die Foliation nach. Es ist überdurchschnittlich viel Erzphase enthalten.

Zirkonmorphologie

Die kurzprismatischen Zirkone sind durchsichtig klar und zeigen rosafarbene unregelmäßige Einschlüsse. Die Kanten sind schwach gerundet und die Oberflächen uneben. Die Prismen werden von Flächen nach {110} dominiert. Die Pyramiden werden durch Flächen nach {111} gebildet. Das Längen/Breitenverhältnis ist etwa 1/1. Nach PUPIN (1980) entspricht dieses Material den Typen S20, S25 und J5.

Kathodolumineszenz (Fototafel 3)

Die Zirkone enthalten ein Altkorn mit unregelmäßig ausgebildeter Zonierung. Dieser Nucleus wird von konzentrischen Zonierungen umfaßt, welche variierende Richtungen des Wachstums zeigen. Eine postkristalline Oberflächenresorption deutet sich in den die Zonierung durchschlagenden unebenen Kristallflächen an.

U/Pb-Analytik

Die fünf Fraktionen des Hartelust Member (Abb. 6-24) ergeben ein oberes Schnittpunktalter von 1425+290-256Ma und einen unteren Schnittpunkt von 599+12-20Ma bei einem MSWD von 2,3. Da die Analyse 449 nicht dem Trend der $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -, $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter entspricht und die geringste Korrelation aufweist, wird diese Probe von der Iteration ausgeschlossen, was einen o.S. von 1632+350-306Ma und einem u.S. von 609+8-15Ma erzeugt bei einem nahezu halbierten MSWD von 1,25. Eine weitere Diskriminierung der Fraktion 448 auf Grund des hohen gewöhnlichen Bleianteils von 18% und dem zum Durchschnitt halb so hohen Urangehalt, führt weder zu einer signifikanten Verringerung des Fehlers und der Schnittpunktalter noch des MSWD. Die Urangehalte variieren von 180ppm der größten Fraktion bis zu 370ppm der kleineren Fraktionen. Der Anteil des gewöhnlichen Bleis liegt bei den kleineren Korngrößen der Fraktionen 450-452 mit 4-6% deutlich niedriger als bei den Fraktionen 448 und 449 (11 und 18%). Für die drei kleinsten Fraktionen 450-452 wird eine umfassende Neueinstellung der Isotopie im Bereich von 609Ma angenommen, während bei den größeren Fraktionen (448 und 449) die großen common lead Anteile nicht durch die Überprägung abgeführt wurden, was durch die wesentlich geringeren Korrelationskoeffizienten und größeren Fehlerellipsen in Abb. 6-24 deutlich wird.

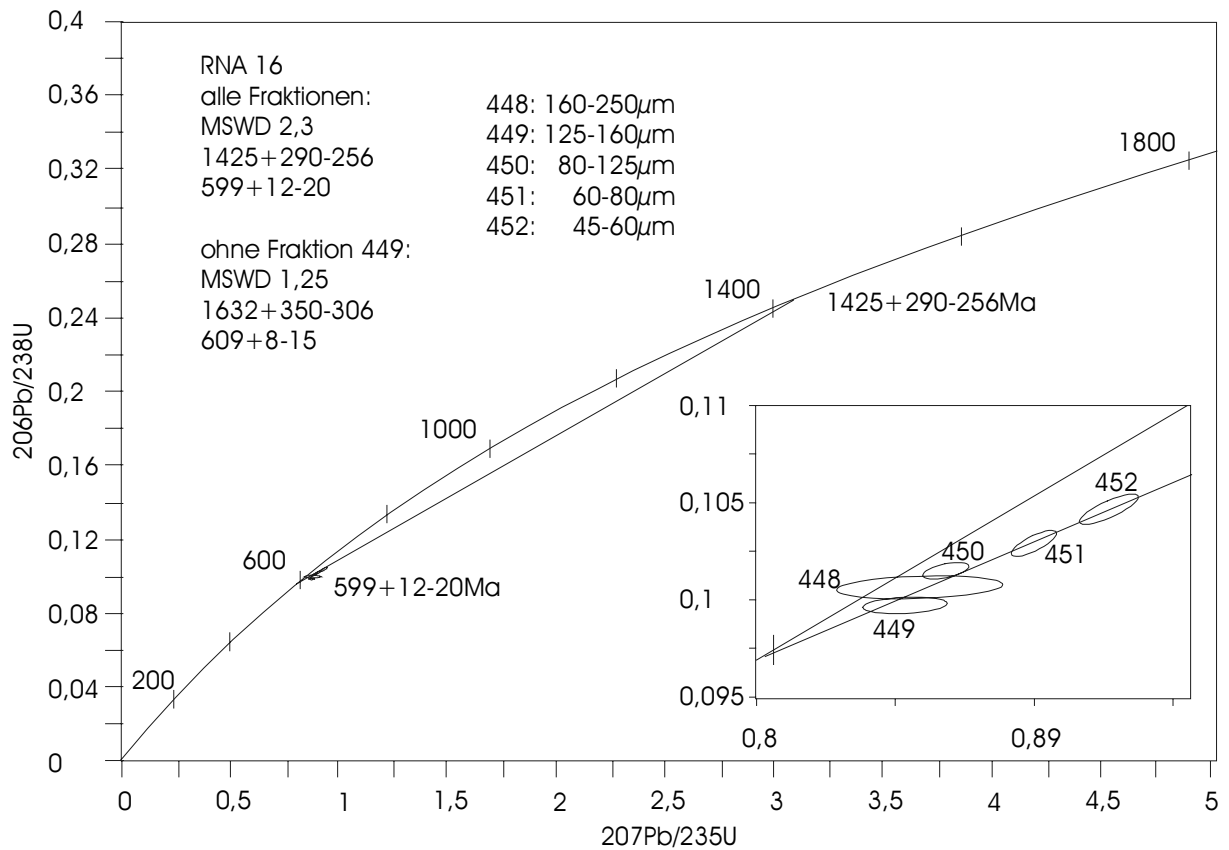


Abb. 6-24: WETHERILL-Diagramm der Probe Hartelust II, Farm Hartelust, Top Vaalgras Subgroup

6.3.2 Diskussion der Zirkonmorphologie

Die Zirkone dieser Sequenz sind farblos bis stark metamikt. Durch den kurzprismatischen Habitus erreichen die L/B-Verhältnisse keine Werte >2 . Die Prismen werden von Flächen nach $\{110\}$ gebildet. Die Pyramiden werden durch Flächen nach $\{111\}$ aufgespannt.

Die Kantenrundung durch Korrosionsvorgänge ist bei der Hartelust Probe wenig ausgeprägt. Eine unebene Oberfläche ist ein Anzeichen für postkristalline Resorptionsvorgänge.

Eine Entstehung der Hartelust Einheit als Rhyolith ist nach Definition von SPEER (1980) ist ausgeschlossen, da das L/B Verhältnis zu klein ist.

Nach PUPIN (1980; Abb. 6-25) entsprechen die Zirkonen den Typen S20, S 25, J5 und J4. Die Bildungstemperatur liegt bei etwa 800-900°C in einem schwächer alkalischen Milieu als in der Sinclair Sequenz.

Nach der Darstellung der Zirkonmorphologien in Abb. 6-26 sind die Zirkone der Rehoboth Sequenz eindeutig von der jüngeren Sinclair Sequenz und dem Hartelust Rhyolithen abzugrenzen. Während die Zirkonmorphologien der Rehoboth Sequenz kalkalkalischen Graniten entsprechen, können für die jüngeren Zirkone Bildungsmilieus in anorogenen Komplexen wie Bereichen von Platten-Spreading und interkontinentale Riftzonen postuliert werden (PUPIN, 1980).

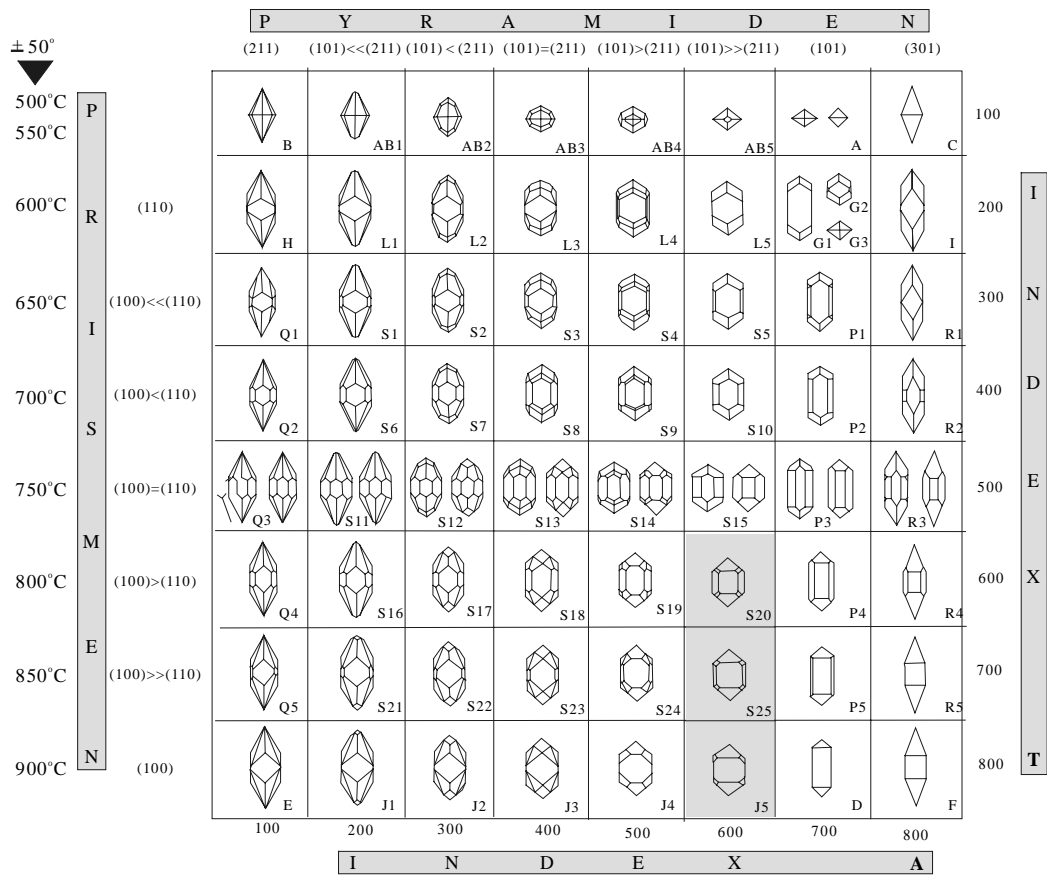


Abb. 6-25: Klassifikationsdiagramm für Zirkone der Damara Sequenz nach PUPIN (1980)

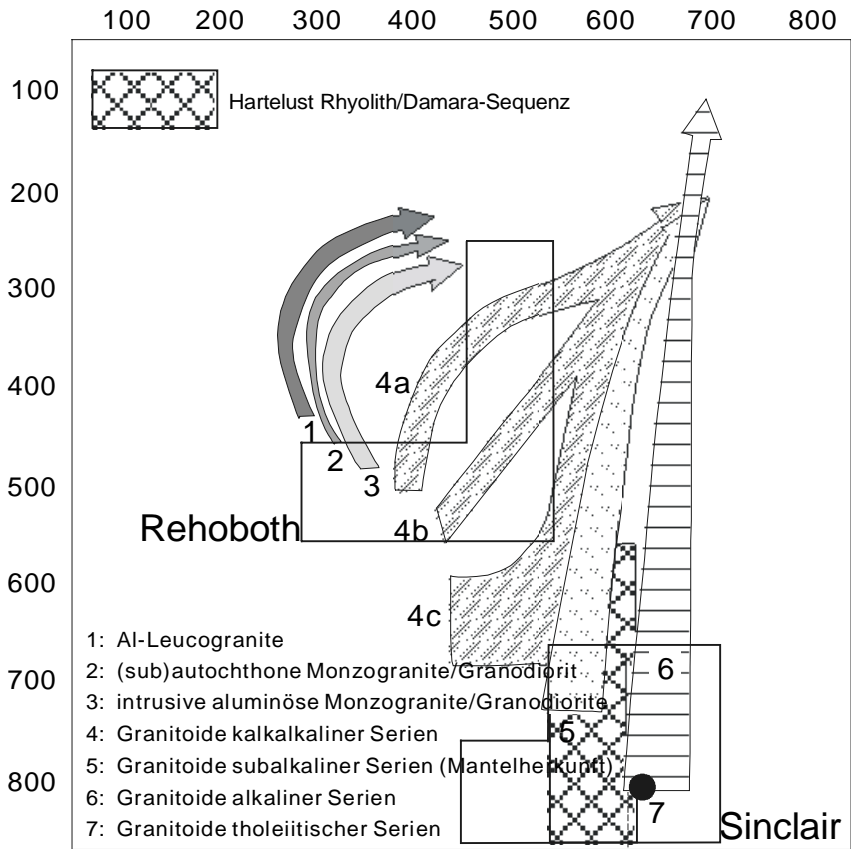


Abb. 6-26: Typologische Entwicklungstrends der Rehoboth, Sinclair und Damara Sequenz nach PUPIN (1980); Ordinate stellt den Temperaturindex in °C dar, Abszisse den Alkalinitätsindex

6.3.3 Diskussion der U/Pb-Analytik

Abb. 6-27 zeigt die Daten aus dem Hartelust Member.

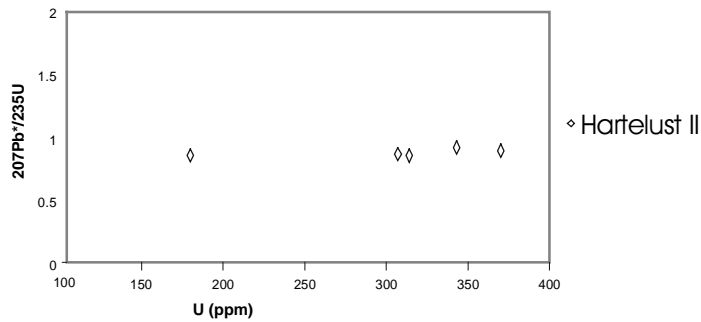


Abb. 6-27: Darstellung der Zirkonanalysen im $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ vs. U Diagramm, Hartelust Member

Die Lage der Datenpunkte des Hartelust II zeigen keinen Zusammenhang von Diskordanz mit dem Uran Gehalt. Dies ist auch nicht zu erwarten, da von einer Neueinstellung des U/Pb-Systems ausgegangen werden muß. In diesem Fall sind aber die erheblichen Unterschiede der Uran Gehalte von 180-370ppm nicht zu interpretieren.

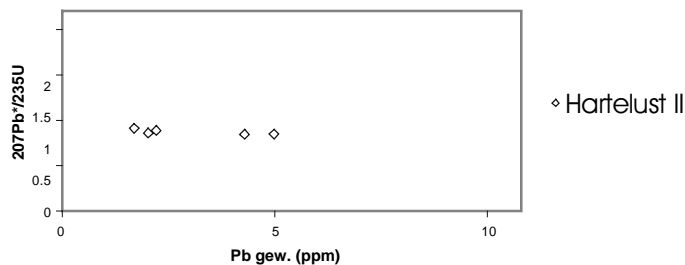


Abb. 6-28: Darstellung der Zirkonanalysen im $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ vs. Pb_{gew.} Diagramm, Hartelust Member

Die Diskordanzen des Hartelust II (Abb. 6-28) sind sich sehr ähnlich und streuen in einem engen Bereich des gewöhnlichen Blei mit geringen Gehalten von 1-5 ppm.

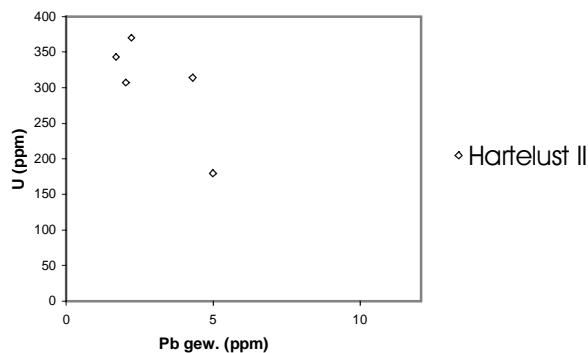


Abb. 6-29: Darstellung der Zirkonanalysen im U vs. Pb_{gew.} Diagramm, Hartelust Member

In Abb. 6-29 zeigt sich eindeutig die negative Korrelation von sinkendem Uran Gehalt bei zunehmendem Gehalt von gewöhnlichem Blei. Dies wird, wie oben bereits ausgeführt, nach BECKER (1995) auf die Austragung von Uran durch die vom Uran selbstinitiierten Kristallgitterstörungen durch radioaktiven Zerfall zurückgeführt. Das gewöhnliche Blei ist an Schwächezonen in den Zirkon eingedrungen und scheint gegenüber der Austragung resistenter zu sein. Sehr deutlich wird dies auch von den Proben des Hartelust I dargestellt, welche zwar einen erheblichen Anteil an gewöhnlichem Blei beinhalten jedoch im Uran-Gehalt nur Werte von 0,6-1,3ppm aufweisen.

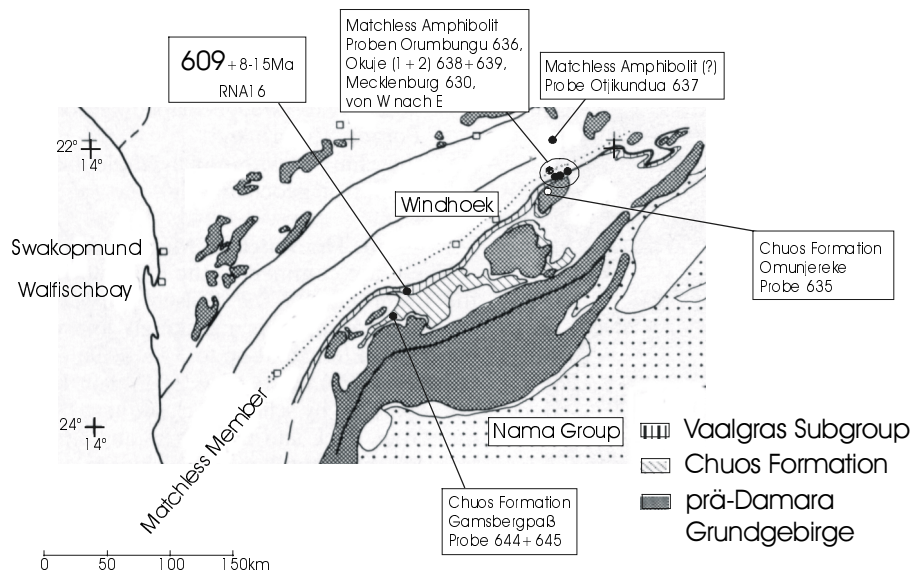


Abb. 6-30: Ergebnisse der U/Pb-Datierungen und Darstellung der Probenlokationen der Rb/Sr und Sm/Nd Proben

6.4 Berechnung der Discordia im dreidimensionalen Raum nach WENDT (1984)

Diese Methode errechnet aufbauend auf dem Diagramm nach TERA & WASSERBURG (1972) mit den $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - und $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen im dreidimensionalen Raum eine Discordiaebene. Voraussetzung zur Anwendung ist bei einer 2-Stufen-Entwicklung eine identische $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Isotopie. Sind zwei Quellen der Kontamination mit gewöhnlichem Blei vorhanden, wie z.B. in Zirkon eingebautes gewöhnliches Blei und gewöhnliches Blei aus dem Blindwert, ist eine lineare Entwicklung der Isotopien von $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ notwendig.

WENDT (1989) kann an Hand der Lage der Probenpunkte im dreidimensionalen Raum zwischen Blei-Verlust bzw. Uran-Gewinn und Uran-Verlust bzw. Blei-Gewinn unterscheiden. Mit Hilfe eines TurboBasic Programmes der BGR (CARL, 1986) kann dieses Modell auf die datierten Proben angewendet werden, um die aus den hohen gewöhnlichen Bleianteilen resultierenden großen Fehlern unter Berücksichtigung des gewöhnlichen Bleis zu verringern.

Die Grundlagen der dreidimensionalen Darstellung

Mit der Messung der Uran- und Blei-Isotopenverhältnisse kann das Alter berechnet werden, wenn die Zerfallskonstanten bekannt sind. Das Uran 235 und 238 zerfällt in die Bleiisotope 204, 206, 207 und 208. Das ^{208}Pb ist für die weitere Betrachtung nicht relevant.

Diese Bleiisotope sind aber auch im initialen gewöhnlichen Blei des Zirkons enthalten, verfälschen das tatsächliche Ergebnis der Messung und müssen im gemessenen Verhältnis korrigiert werden.

Nach WETHERILL (1956) ergibt sich aus der Darstellung des $^{206}\text{Pb}_{\text{radiogen}}/^{238}\text{U}$ - vs. das $^{207}\text{Pb}_{\text{radiogen}}/^{235}\text{U}$ -Verhältnis die Concordia.

Allerdings erhält man als Fehlerkorrelation

$$x = 1/k \cdot y \cdot (^{207}\text{Pb}_{\text{radiogen}}/^{206}\text{Pb}_{\text{radiogen}}) \quad [2]$$

bei konstantem k (LUDWIG, 1980).

Nach TERA & WASSERBURG (1972) wird das $^{207}\text{Pb}_{\text{radiogen}}/^{206}\text{Pb}_{\text{radiogen}}$ - vs. das $\text{U}^{238}/\text{Pb}^{206}_{\text{radiogen}}$ -Verhältnis dargestellt. Damit ergibt sich eine bessere Fehlerkorrelation, wobei aber immer noch die Korrekturen für das gewöhnliche Blei notwendig sind.

Beim dreidimensionalen Concordiadiagramm werden die Verhältnisse von $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zur Berechnung benutzt. Der Anteil des gewöhnlichen Bleis geht also direkt in die Berechnung mit ein.

Unter der Annahme, daß die Fraktionen zum gleichen Zeitpunkt gebildet wurden, gelten die Gleichungen in [4] (WENDT, 1984), und es ergibt sich eine lineare Abhängigkeit von x und y:

$$y = ax + b \quad [5]$$

mit a und b wie in [6] (WENDT, 1984).

Dabei wird nur der radiogene Anteil in Betracht gezogen. Um den Anteil des gewöhnlichen Bleis zu berücksichtigen, setzt man

$$x = ^{238}\text{U}/(^{206}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}_{\text{common}}) \quad [7a]$$

und

$$y = (^{207}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}_{\text{common}}) / (^{206}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}_{\text{common}}). \quad [7b]$$

Wird nun für jede Probe i das Verhältnis von $^{206}\text{Pb}_{\text{common}}$ zum gesamten ^{206}Pb mit p_i bezeichnet, so gilt Gleichung 7 in WENDT (1984)

$$\begin{aligned} x_i' &= x_i / (1 - p_i) \\ y_i' &= (y_i - y_{\text{common}} \cdot p_i) / (1 - p_i) \\ \text{wobei } y_{\text{common}} &= ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \end{aligned}$$

weiter gilt:

$$p_i = z_i / z_{\text{common}} \quad [8]$$

mit $z_{\text{common}} = ^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{\text{common}}$ und $z_i = ^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, so daß man folgende Gleichung erhält [9] (WENDT, 1984):

$$x_i' = (x_i \cdot z_{\text{common}}) / (z_{\text{common}} - z_i) \quad [9a]$$

und

$$y_i' = (z_{\text{common}} \cdot y_i - y_{\text{common}} \cdot z_i) / (z_{\text{common}} - z_i). \quad [9b]$$

Unbekannt sind hier also noch y_{common} und z_{common} , die die Einflüsse des gewöhnlichen Bleis darstellen.

Setzt man nun die Gleichungen [9a und 9b] in die ursprüngliche Gleichung [5] ein, so erhält man Gleichung [10]:

$$y_i = a \cdot x_i + b + c \cdot z_i \quad [10]$$

mit $c = (y_{\text{common}} - b) / z_{\text{common}}$.

Dies ist die Gleichung einer Ebene, deren Parameter durch die gewonnenen Meßwerte bestimmt werden. Damit wird der Einfluß des gewöhnlichen Bleis komplett in der dritten Komponente (z) berücksichtigt.

Um nun die Koeffizienten a, b und c der gesuchten Ebene bestimmen zu können, geht man analog wie im zweidimensionalen Fall vor:

Jede einzelne Zirkonfraktion wird durch einen Punkt $P_i = \{x_i, y_i, z_i\}$ mit den gemessenen Werten x_i , y_i , und z_i im dreidimensionalen Diagramm repräsentiert.

Aus dieser Punktmenge kann nun mittels der Methode der kleinsten Fehlerquadrate die „best-fit Ebene“ berechnet werden. Die Schnittgerade dieser Ebene mit der xy-Ebene liefert dann die Discordia und somit die gesuchten Zeitpunkte t_1 und t_2 .

WENDT (1982) hat gezeigt, daß bei der Berechnung im zweidimensionalen Fall nur die Fehler in y-Richtung zu berücksichtigen sind. Die Fehler in x-Richtung können durch geeignete Gewichtung der übrigen Faktoren ersetzt werden.

Analog wird hier vorgegangen, so daß sich drei Gleichungen mit drei Unbekannten a,b,c ergeben (WENDT, 1984; Gleichung 13). Die Lösung dieses Systems liefert die Ebenenparameter und somit durch Wahl von z=0 die gesuchte Schnittgerade.

Die minimale Anzahl der Probenpunkte für diese Methode sind vier Zirkonfraktionen.

| U – Pb- Zirkon datierung | WETHERILL (1956) | | | | | | WENDT (1984) | | | | | |
|--------------------------------|------------------------|-------|--------|---|-------------------------|-----|------------------------|----------|--------|------|-------------------------|---|
| | oberer Schnittpunkt | | Fehler | | unterer Schnittpunkt | | oberer Schnittpunkt | | Fehler | | unterer Schnittpunkt | |
| | | | | | | | | | | | | |
| | | + | | - | | + | | + | | + | | + |
| RNA1 | 1130 | -6130 | -84 | | 292 | 725 | 5295 | | | | | |
| RNA2 x ¹ | 1077 | 125 | 67 | | 6 | 351 | 380 | 801 | 28 | -461 | 57 | + |
| RNA3 | 1336 | 23 | 21 | | 460 | 39 | 41 | 1280 | 1 | 386 | 4 | + |
| RNA4 | 1254 | 944 | 207 | | 380 | 383 | 827 | 1189 | 15 | 358 | 25 | + |
| RNA5 | 1079 | 63 | 41 | | 38 | 200 | 213 | 1077 | 2 | 62 | 7 | + |
| RNA6 | 1095 | 121 | 21 | | 26 | 767 | 783 | 1099 | 2 | -14 | 39 | + |
| RNA8 | 1782 | 17 | 16 | | 323 | 52 | 53 | 1740 | 2 | -35 | 20 | + |
| RNA9 | 1158 | 285 | 150 | | 179 | 222 | 308 | 1154 | 9 | 195 | 12 | + |
| RNA10 | 1738 | 11 | 8 | | 212 | 193 | 193 | 1742 | 2 | 210 | 30 | + |
| RNA11 | 1441 | 408 | 156 | | 145 | 450 | 591 | 1879 | 6 | -156 | 8 | + |
| RNA12 | 1776 | 10 | 10 | | 127 | 54 | 54 | 1780 | 3 | 128 | 21 | + |
| RNA13 | 1403 | -6403 | 320 | | -4 | 799 | 4996 | 2 Punkte | | | | + |
| RNA15 | 1186 | 54 | 39 | | 312 | 119 | 128 | 1196 | 4 | 336 | 10 | + |
| RNA16 | 1632 | 350 | 306 | | 609 | 8 | 15 | 898 | 30 | 505 | 17 | + |

x¹: Hydrothermal überprägt

Tabelle 6-1: Vergleich der Berechnung der oberen und unteren Schnittpunktalter und ihrer Fehler nach WETHERILL (1956) und WENDT (1984)

Kurzzusammenfassung

Der Vorteil der Methode nach WENDT (1989) ist, daß hier auch der Anteil des gewöhnlichen Bleis in die Berechnung mit eingeht und nicht nur die radiogenen Bleisotope berücksichtigt werden. Dadurch ist im dreidimensionalen Raum eine genauere Fehlerabschätzung möglich.

Dabei ist im Gegensatz zu anderen Methoden keine Information über die Isotopenverhältnisse des gewöhnlichen Bleis notwendig. Die Verhältnisse von $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ und $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ müssen bekannt sein (CARL & DILL, 1985).

Zudem können bei diesem Vorgehen die gesamten Informationen über die Konkordanz, die Anteile des gewöhnlichen Bleis und die Schnittpunkte von t_1 und t_2 direkt den noch unkorrigierten Meßdaten entnommen werden (WENDT, 1989).

Für die Proben RNA1, RNA2 und RNA6 der GGS wird nach WENDT (1984) ein Uran-Verlust bzw. ein Blei-Gewinn errechnet. Dies korreliert mit der regionalen Situation am Gamsberg und mit den in Probe RNA2 geochemisch belegten hydrothermalen Störungen.

Darüber hinaus begründen sich die Abweichungen der beiden Auswerteverfahren bei der Probe RNA2 mit den geringen Korrelationskoeffizienten von $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Für alle anderen Proben ergibt sich eine Übereinstimmung im Rahmen der Fehler nach WETHERILL (1956).

Eine weitere Einschränkung sieht MEZGER (persönl. Mittl.) in den $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Verhältnissen. Diese sollten Werte um die 100 aufweisen, da das Programm nach WENDT (1984) nur in diesem Bereich einwandfrei arbeitet. Bei der Anwendung auf Proben dieser Arbeit können aber auch bei höheren den $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Verhältnissen bis zu 5000 sehr gute Übereinstimmungen mit der Auswertung nach WETHERILL (1956) erzielt werden.

Eine neue Interpretationsmöglichkeit ergibt sich für die Probe RNA11 nach WENDT (1984) mit einem Alter von $1879 \pm 6 \text{ Ma}$ und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ Verhältnissen von 90-120. Diese Probe stammt vom SW-Hang des Gamsbergs und steht damit in unmittelbarer Vergesellschaftung zum WIC mit einem Alter von etwa 1790-1730 Ma. Da die Geländebeziehungen undeutlich sind, ist eine Zugehörigkeit zur Rehoboth Sequenz möglich.

7 Klassifikation der felsischen Rehoboth Sequenz

Die Proben stammen von Aufschlüssen aus den tektonisch Hangenden Einheiten der Rehoboth Sequenz. Die Proben vom Saagberg und Farm Kwakwas sind nach der U/Pb-Methode in die Rehoboth zu stellen. Die Granite und Rhyolithe von Farm Areb gehören zum Piksteel Intrusion Complex (PIC) (BÖHM, HILKEN, 1998). Auf Grund der meist subvulkanischen bis vulkanischen Platznahme der Gesteine ist eine Anwendung der vorwiegend auf vulkanisches Material ausgerichteten Diskriminierungsdiagramme zulässig. Die Anwendung der meist empirisch an phanerozoischen Proben abgeleiteten geochemischen Beziehungen auf proterozoische Gesteine sind nach DUNPHY et al. (1995) gerechtfertigt. Die Autoren können für das proterozoische Ungava Orogen im N' Quebec im geochemischen und isotopengeologischen Verhalten des verarmten Mantels, des OIB und subkontinentalen Mantels Parallelen zu rezenten Genesen nachweisen.

Nach WINCHESTER & FLOYD (1977) sind die Gesteine als Rhyolith bzw. Rhyodacit/Dacit einzuordnen (Abb. 7-1a). In Abb. 7-1b wird auch das Feld für Trachyandesite sowie Pantellerite/Comendite belegt. Nach HELZ (1976) können Mantelmagmen durch einen einzigen Aufschmelzungsvorgang keine andesitischen Magmen erzeugen. Damit ist bereits für die Rehoboth Sequenz eine mehrphasige Fraktionierungsgenese zu postulieren.

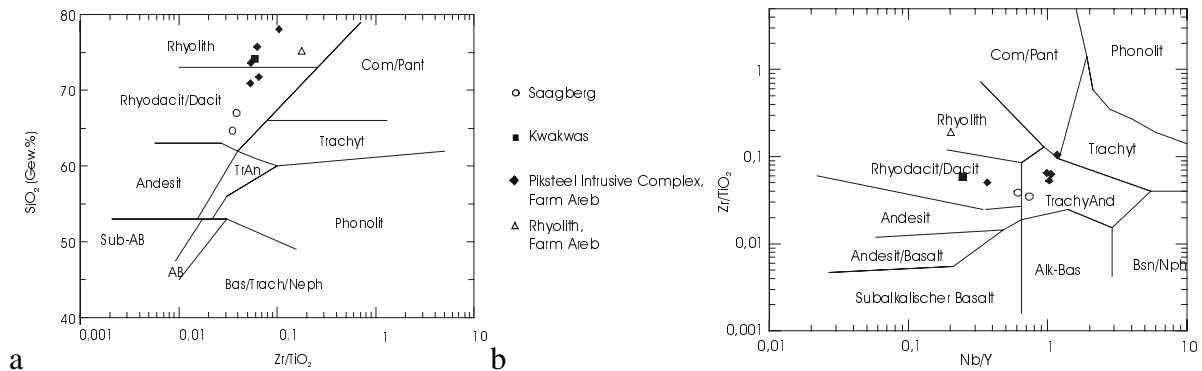


Abb. 7-1a+b: Rehoboth Sequenz WINCHESTER & FLOYD (1977)

Der Kaliumgehalt (Abb. 7-2a) ist in den Proben sehr unterschiedlich, was aber nicht zwangsläufig auf eine Kaliummetasomatose zurückzuführen ist.

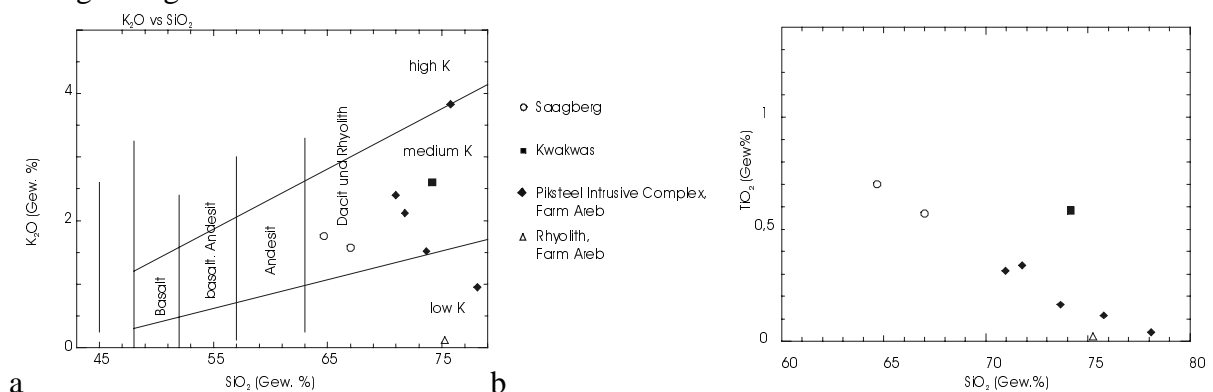


Abb. 7-2a+b: Le MAITRE (1989), TiO_2 vs. SiO_2

Die negative Korrelation von TiO_2 vs. SiO_2 in Abb. 7-2b zeigt die Entwicklung einer kalkalkalische Sippe. Dies bestätigt sich nach MIYASHIRO (1974) in Abb. 7-3a und nach IRVINE & BARAGAR (1971) in Abb. 7-3b. Die uneindeutige Zuordnung der Kwakwas- und der Saagberg Proben wiederholt sich in Abb. 7-4a nach JENSEN (1976). Da im Verlauf der Fraktionierung sowohl tholeiitische wie auch kalkalkalische Serien in Richtung von $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ wandern ist eine Unterscheidung an Hand des Diagramms nach IRVINE &

BARAGAR (1971) bei hohen $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ Gehalten unmöglich. Nach JENSEN (1976) ist die Kwakwas Probe einer tholeiitischen Serie zuzuordnen.

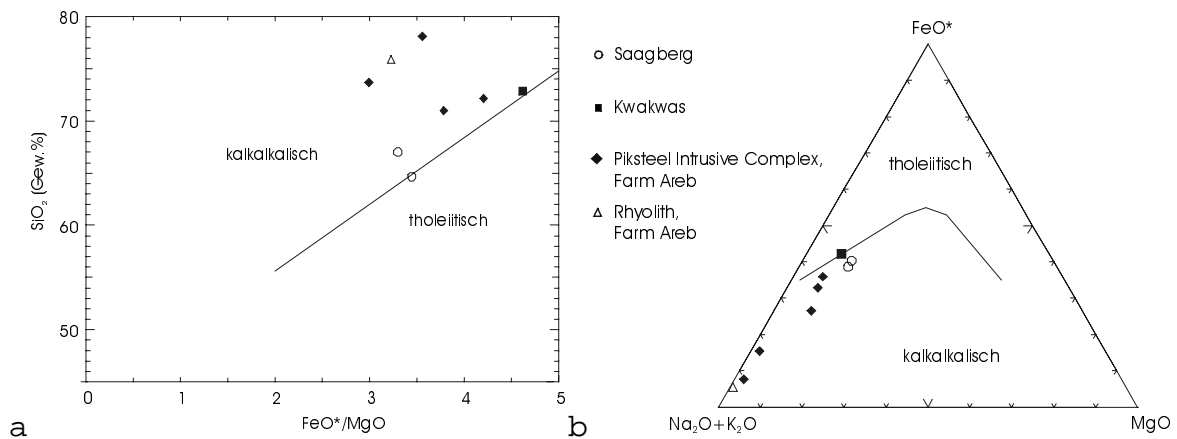


Abb. 7-3a+b: MIYASHIRO (1974); IRVINE & BARAGAR (1971)

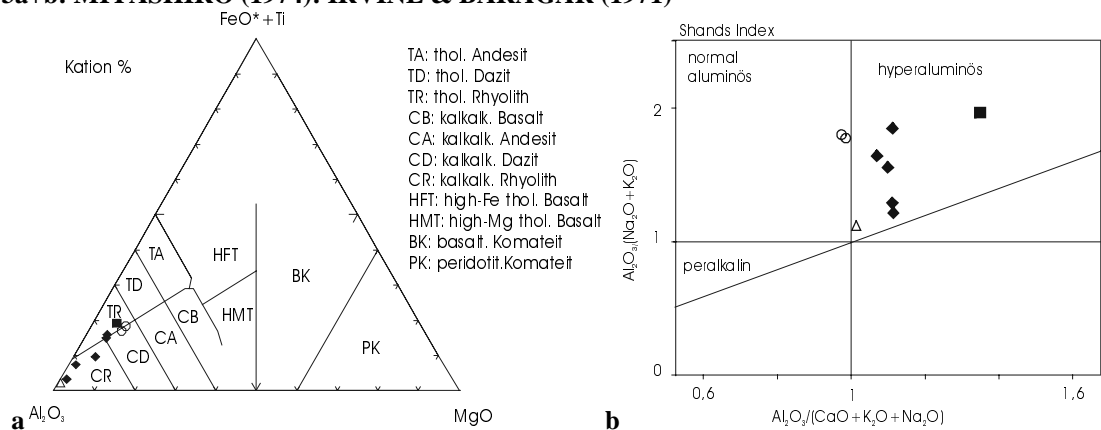


Abb. 7-4a+b: JENSEN (1976); MANIAR & PICCOLI (1989) nach SHANDS Index (1951)

In Abb. 7-4b nach SHAND (1951) plotten die Proben vorwiegend im Feld der hyperaluminösen Gesteine. Diese treten in Verbindung mit Kontinent-Kontinent-Kollisionen bzw. kontinentaler Krustenverdickung auf. Dies bestätigen zum Teil die Diagramme nach PEARCE et al. (1984) Abb. 7-5a+b und Abb. 7-6a+b. In diesen werden die Felder für WPG (within plate granites) bzw. VAG (volcanic arc granites)/syn-COLG (syn-collisional granites) mit einem deutlich anorogenen Trend belegt.

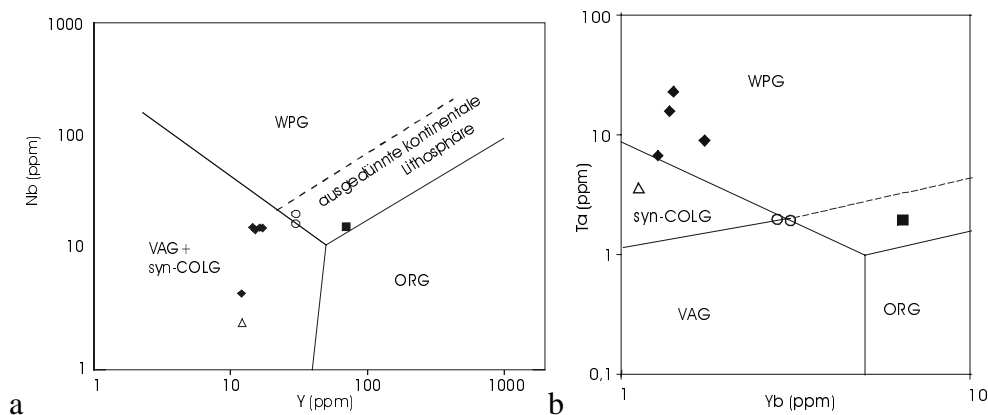


Abb. 7-5a+b: PEARCE et al. (1984)

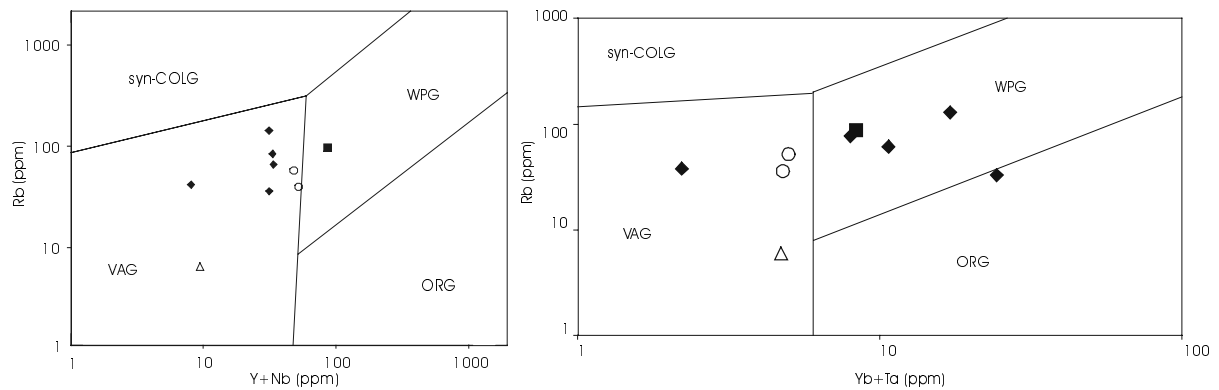


Abb. 7-6a+b: PEARCE et al. (1984)

Die Belegung des ORG-Feldes (ocean-ridge granites) durch einen Granit G2 nach BÖHM, HILKEN (1998) kann durch Meßfehler bedingt sein, da sich keine weitere Belegung dieses Feldes in den anderen 3 Diagrammen findet.

Nach HARRIS et al. (1986; Abb. 7-7) sind die Proben der Rehoboth Sequenz ausschließlich einem WPG zuzuordnen.

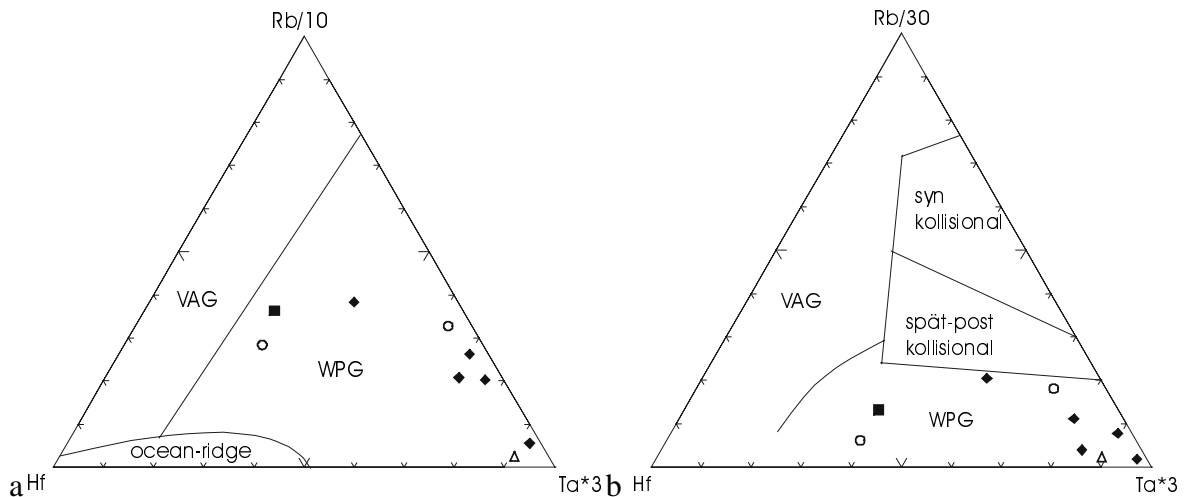


Abb. 7-7a+b: HARRIS et al. (1986)

EBY (1992) unterscheidet A-Typ Granitoiden in Einheiten, welche ähnlich wie OIBs aus dem Mantel stammen, die in kontinentalen Riften oder während eines Intraplatten Magmatismus entstehen (echte anorogene Granite) und Gesteinen, welche aus Material einer bereits durchlaufenen Kontinent-Kontinent-Kollision oder einem Inselbogensvulkanismus stammen (A-Typ Granite orogenen Ursprungs; Abb. 7-8a+b), also wieder aufgeschmolzenes Material. Das Ergebnis der Zuordnung im ternären System mit Ce oder Ga ist konsistent und zeigt für die Granite und den Rhyolith des PIC (BÖHM, HILKEN, 1998) eine Probenpunktlage an der Grenze zwischen beiden Diskriminierungseinheiten. Eine Zuordnung zu einer der Genesen ist deshalb nicht möglich. Das gleiche Verhalten zeigen auch die Proben vom Saagberg. Für die Probe vom Kwakwas kann nach Abb. 7-8 eine Abstammung aus einem bereits orogen geprägten Protolithen postuliert werden.

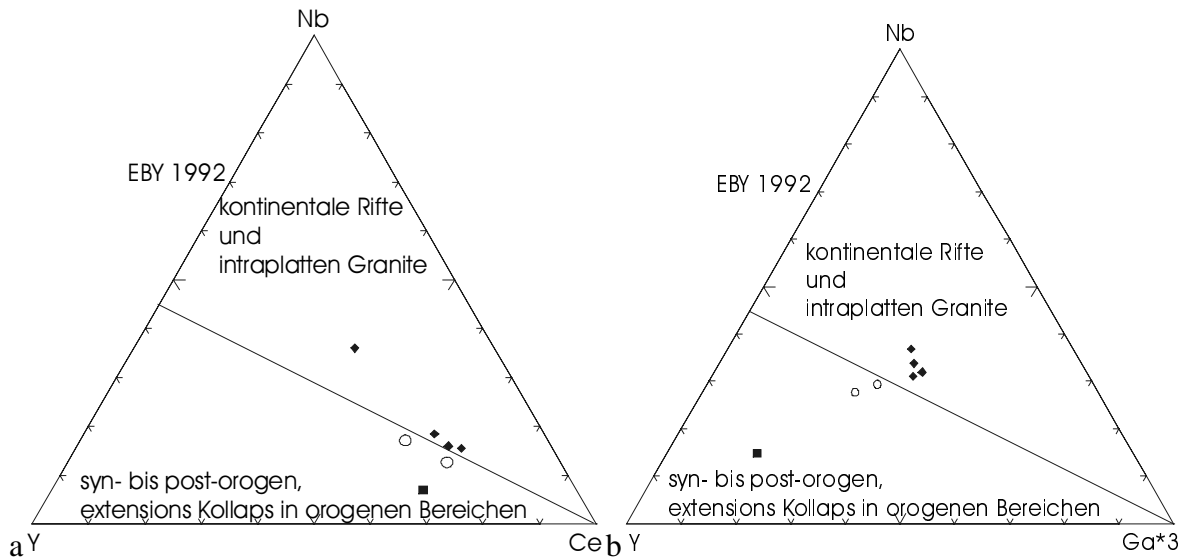


Abb. 7-8a+b: EBY (1992)

BATCHELOR & BOWDEN (1985) diskriminieren mit 8 Hauptelementen von Mantelfraktionat bis hin zu postorogenem Material (Abb. 7-9a). Während die Saagberg Proben im Bereich des Subduktionsfeldes plotten, sind die Proben nach BÖHM, HILKEN (1998) spätorogen bis synkollisional geprägt. Das übrige Material liegt im synkollisionalen und postorogenen Bereich.

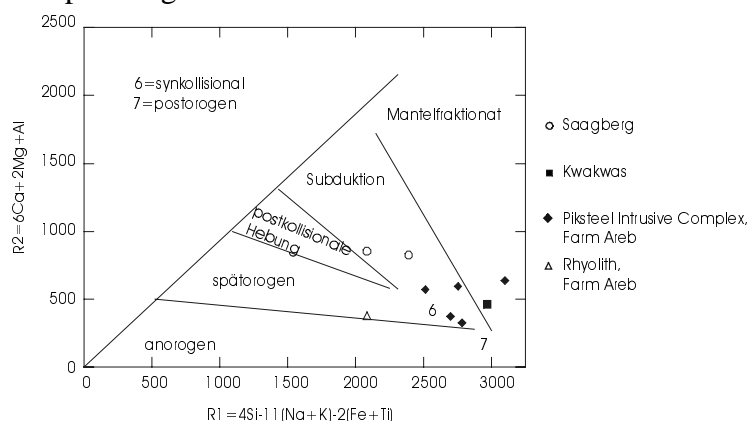


Abb. 7-9a: BATCHELOR & BOWDEN (1985)

MANIAR & PICCOLI (1989 Abb. 7-10a+b, Abb. 7-11a+b) diskriminieren sukzessiv. Dabei unterscheiden sie zwischen orogenen Graniten (IAG, CAG, CCG, POG) und anorogenen (RRG, CEUG, OP). In Verbindung mit Shands Index (Abb. 7-4) sind nach MANIAR & PICCOLI (1989) die Proben vom Saagberg einem orogenen Ereignis als CAG zuzuordnen. Granitproben nach BÖHM, HILKEN (1998) sind auf Grund ihrer hohen $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2+\text{K}_2\text{O}$ -Verhältnisse ebenfalls in den Bereich der CAG zu stellen. Die Rhyolithprobe von BÖHM, HILKEN (1998) entstammt einem CAG oder CCG.

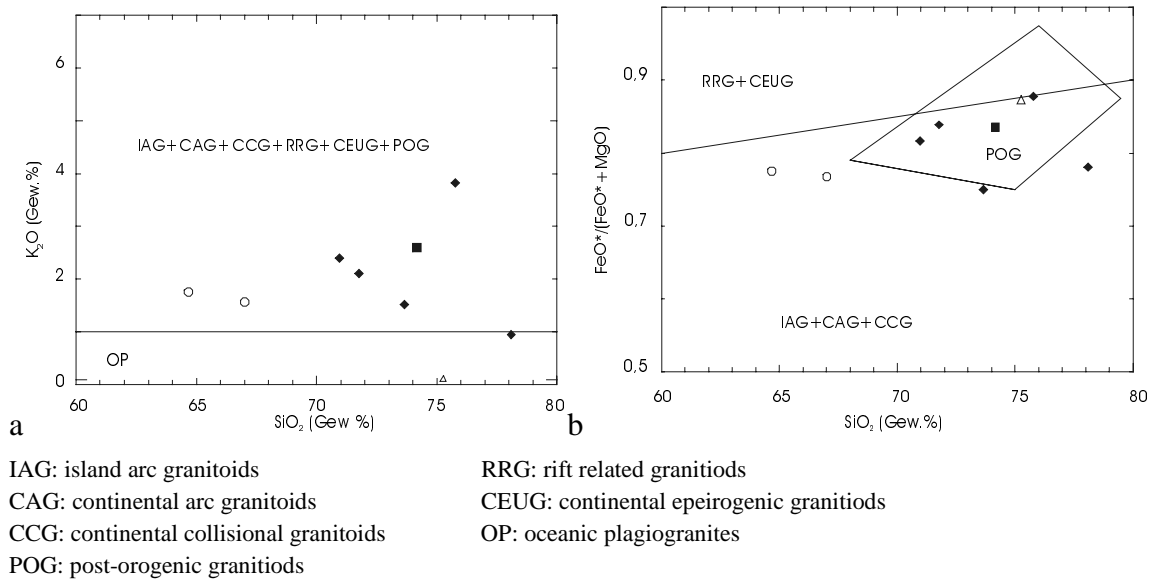


Abb. 7-10a+b: MANIAR & PICCOLI (1989)

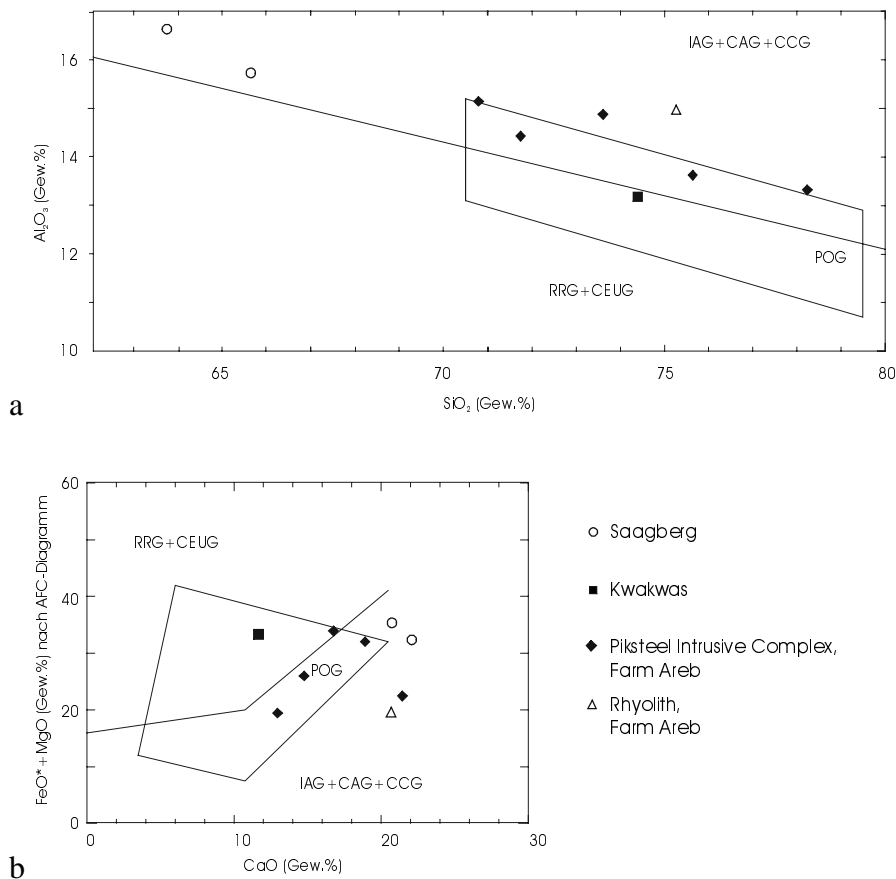


Abb. 7-11a+b: MANIAR & PICCOLI (1989)

Die Kwakwas Probe ist dem anorogenen Bereich zugeordnet, da dieses Material ausschließlich im Feld der WPG plottet. Dies bestätigt sich auch in Verbindung mit Shands-Index, da durch die hohen Werte der Verhältnisse Al_2O_3/Na_2+K_2O ($A/N+K$) und $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ ($A/C+N+K$) eine deutliche Krustenkomponente gezeigt wird, was sich im S-Typ Chemismus bestätigt.

Nach PITCHER (1983) sind die Granite der Rehoboth Sequenz einer S-Typ Genese zuzuordnen (nicht dargestellt).

Betrachtet man eine Ausdeutung der Ergebnisse nach MANIAR & PICCOLI (1989) ausschließlich unter dem orogenen Aspekt als CCG (Kontinent-Kontinent-Kollision), so erscheint eine Interpretation dieser Proben der Rehoboth Sequenz als kollisionsinduzierte Magmen bei großer Krustendicke plausibel, da in diesem Fall eine größere Übereinstimmung mit den Ergebnissen nach Shands Index, HARRIS et al. (1986) und PEARCE et al. (1984) erreicht wird.

8 Klassifikation der felsischen Sinclair und Damara Sequenz

Der Hauptteil der geochemischen Daten stammt von Proben aus dem Bereich der Gamsberg Granit Suite (GGS) am Gamsberg (Diplomarbeit SCHÄFER 1997 und diese Arbeit). Eine rhyolithische Probe von Farm Areb (Diplomarbeit BÖHM, HILKEN 1998) kann mit Hilfe der U/Pb-Methodik an Zirkon der Sinclair Sequenz zugeordnet werden.

Weitere Geochemiedaten datierter Proben aus dem Gebiet der Rostockberge sind im Rahmen dieser Arbeit entstanden. Für bereits mit der U/Pb-Methode datierte Proben des Rostock Inlier der Sinclair Sequenz werden Geochemiedaten aus einem Abschlußbericht zum DFG-Projekt WE-488/15 entnommen.

Die Proben des Hartelust Ignimbrit stammen aus der wesentlich jüngeren Damara Sequenz.

Auf Grund der meist subvulkanischen bis vulkanischen Platznahme der Gesteine ist eine Anwendung der vorwiegend auf vulkanisches Material ausgerichteten Diskriminierungsdiagramme zulässig.

WINCHESTER & FLOYD (1977) unterteilen Vulkanite mit Hilfe von Zr/TiO_2 vs. Nb/Y und vs. SiO_2 Diagrammen. In Abb. 8-1a+b belegen die Proben die Felder für Rhyolithe, Rhyodacite/Dacite und Pantellerite/Comendite bzw. in Abb. 8-1b zusätzlich die Felder des trachytischen Andesit. Ebenso wie bei der Rehoboth Sequenz ist eine mehrphasige Genese der Sinclair Sequenz durch den hohen Fraktionierungsgrad belegt (HELZ, 1976).

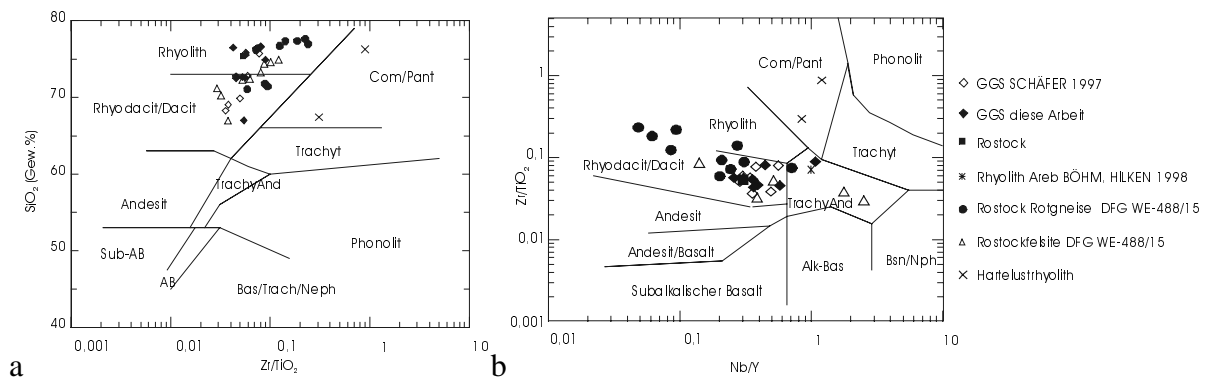


Abb. 8-1a+b: WINCHESTER & FLOYD (1977)

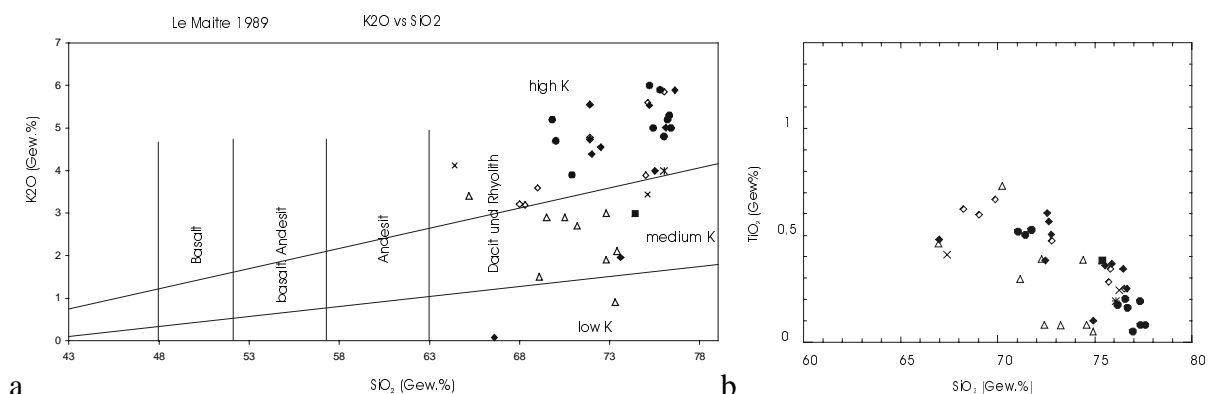


Abb. 8-2a+b: Le MAITRE (1989); MANIAR & PICCOLI (1989)

Nach Le MAITRE (1989) zeigt das Material im Dacit und Rhyolithfeld weite Variationen für die Kaliumwerte (Abb. 8-2a). Im Trend sind die Proben bei geringer Korrelation kalkalkalisch (Abb. 8-2b).

Dies bestätigt sich nach IRVINE & BARAGAR (1971; Abb. 8-3a). Das Probenmaterial des Hartelust Ignimbrit liegt auf der tholeiitischen Linie. Nach JENSEN (1976) plottet auch ein Teil der Sinclair Proben im tholeiitischen Bereich (Abb. 8-3b). In MIYASHIRO (1974; Abb.

8-4b) plottet der Hartelust Ignimbrit ($\text{FeO}^*/\text{MgO}=8$ bzw. 19) wie auch 2 Proben der GGS auf Grund der hohen FeO^*/MgO Verhältnisse bei niedrigen SiO_2 Gehalten im tholeiitischen Feld.

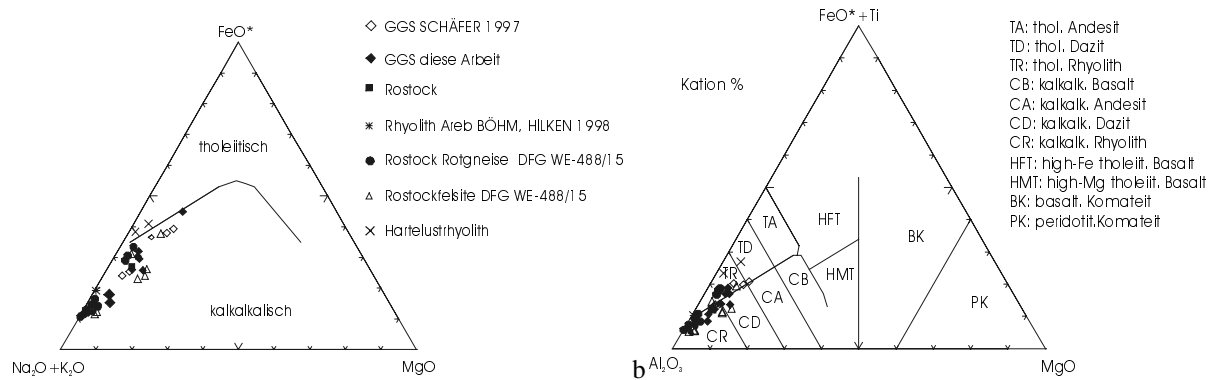


Abb. 8-3a+b: IRVINE & BARAGAR (1971); JENSEN (1976)

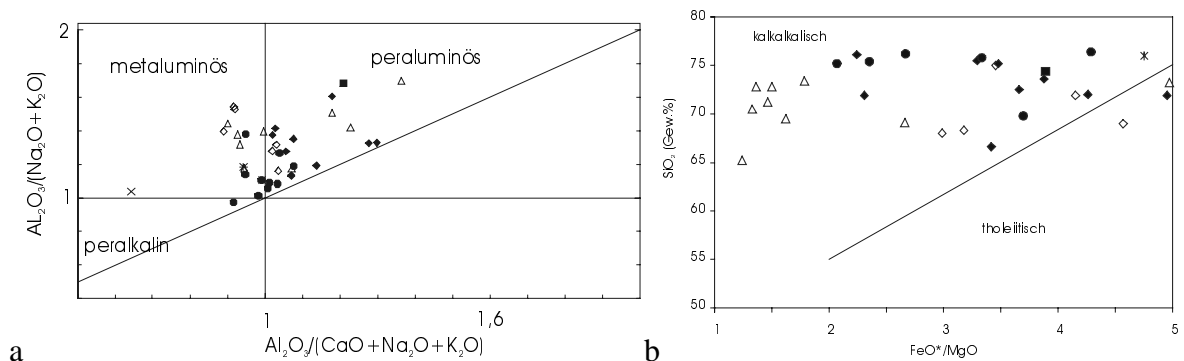


Abb. 8-4a+b: MANIAR & PICCOLI (1989) nach SHANDS Index (1951); MIYASHIRO (1974)

In SHANDS Index (Abb. 8-4a) liegt die Mehrzahl der GGS Proben im hyperaluminösen Bereich einer Kontinent-Kontinent-Kollision. Rotgneise und Felsite der Rostockberge verteilen sich im normal- bis hyperaluminösen Bereich. Der Hartelust Ignimbrit beschränkt sich auf den normalaluminösen Bereich. Ein Metadazit der GGS mit einem A/N+K Wert von >3 zeigt in den Spiderdiagrammen und SEE Mustern Abweichungen (Kapitel 9 und 10).

Nach PEARCE et al. (1984) (Abb. 8-5a+b, Abb. 8-6a+b) liegt der Hauptteil der GGS Proben im Bereich der WPG ausgedünnter kontinentaler Lithosphäre. Ausschließlich der Rhyolith von Farm Areb plottet konsistent im VAB bzw. syn-COLG Feld. Für die Rotgneise des Rostock deutet sich eine bevorzugte Lage im WPG-Feld, während die Felsite mehr zu VAG tendieren. Der Hartelust Ignimbrit mit der Betonung auf einem WPG plottet in Abb. 8-6a+b in ORG Bereich. In Abb. 8-6a+b wird das ORG Feld durch den stark silifizierten Gamsberggranit belegt.

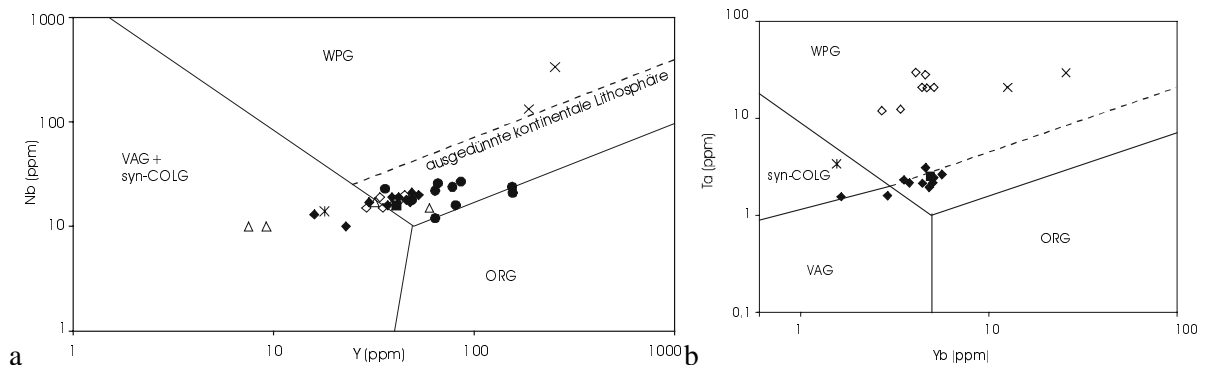


Abb. 8-5a+b: PEARCE et al. (1984)

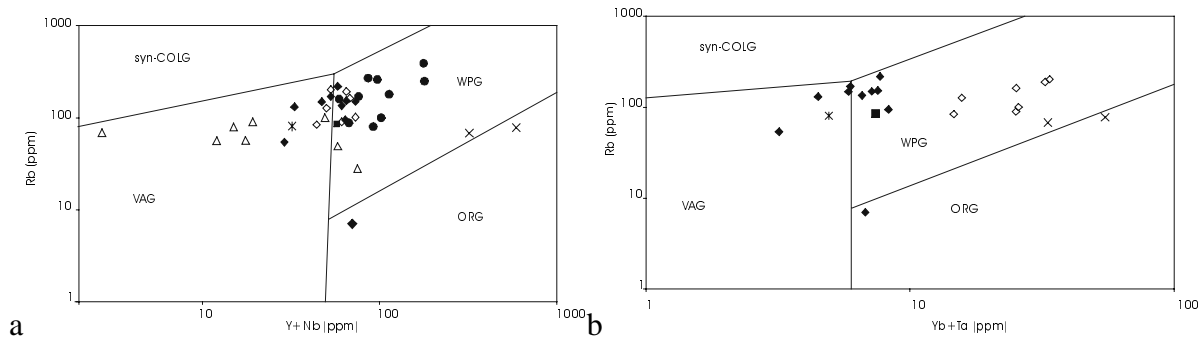


Abb. 8-6a+b: PEARCE et al. (1984)

Der anorogene Magmatismus bestätigt sich auch in den Rapakivistrukturen der GGS. Nach HIBBARD (1981), BUSSY (1990), STIMAC & WARK (1992) und NEKVASIL (1991) stehen diese Strukturen in Zusammenhang mit keimführenden Magmen unter Dekompressionsbedingungen während des Aufstiegs, welche sich mit mafischen Magmen vermischen und so eine Na-reiche Plagioklasummantelung um den kaliumreichen Kern erzeugen können.

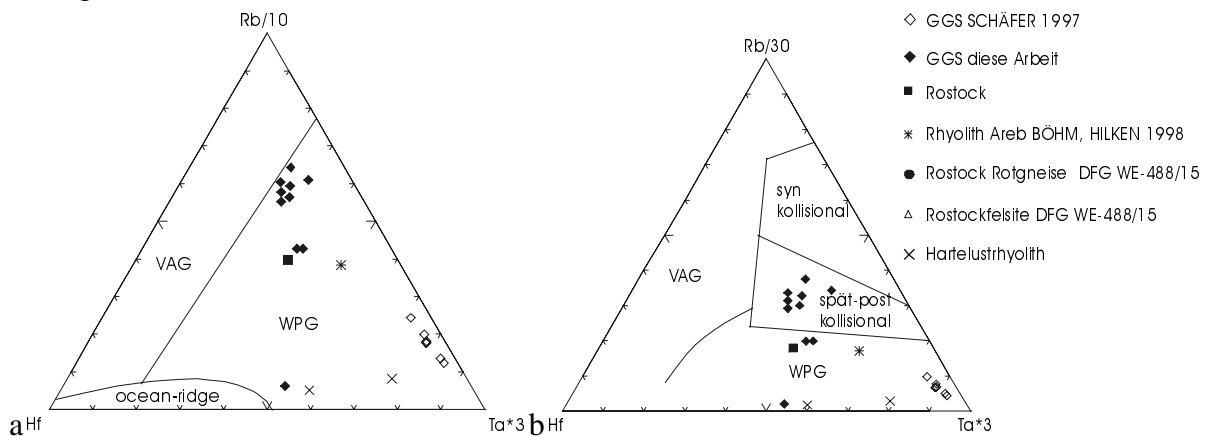


Abb. 8-7a+b: HARRIS et al. (1986)

Eine WPG Zuordnung ergibt die Diskriminierung nach HARRIS et al. (1986) (Abb. 8-7a+b). Der Unterschied zwischen den Proben von SCHÄFER (1997) und dieser Arbeit resultiert aus den großen Tantal Meßfehlern. Da dennoch dasselbe Feld von den Proben belegt wird ist eine Deutung als WPG nach Abb. 8-7a zulässig. Eine spät-postkollisionale Einordnung der GGS kann für Daten aus dieser Arbeit als gesichert gelten (Abb. 8-7b). Der Rostockgranit dieser Arbeit plottet konsistent im WPG Feld. Der Rhyolith als WPG der Farm Areb hingegen weicht von der Einteilung nach PEARCE et al. (1984; Abb. 8-5 und Abb. 8-6) ab.

Nach EBY (1992) plottet die gesamte Sinclair Sequenz im Feld der durch ein früheres orogenes Ereignis beeinflussten anorogenen Granite. Der Rhyolith aus BÖHM und HILKEN (1998) liegt dicht an diesem Bereich im Feld der echten anorogenen A-Typ Granite.

Der Hartelust Ignimbrit ist nach dieser Diskriminierung nicht aus rezykliertem Material einer Kontinent-Kontinent-Kollision oder einem Inselbogen Magmatismus entstanden.

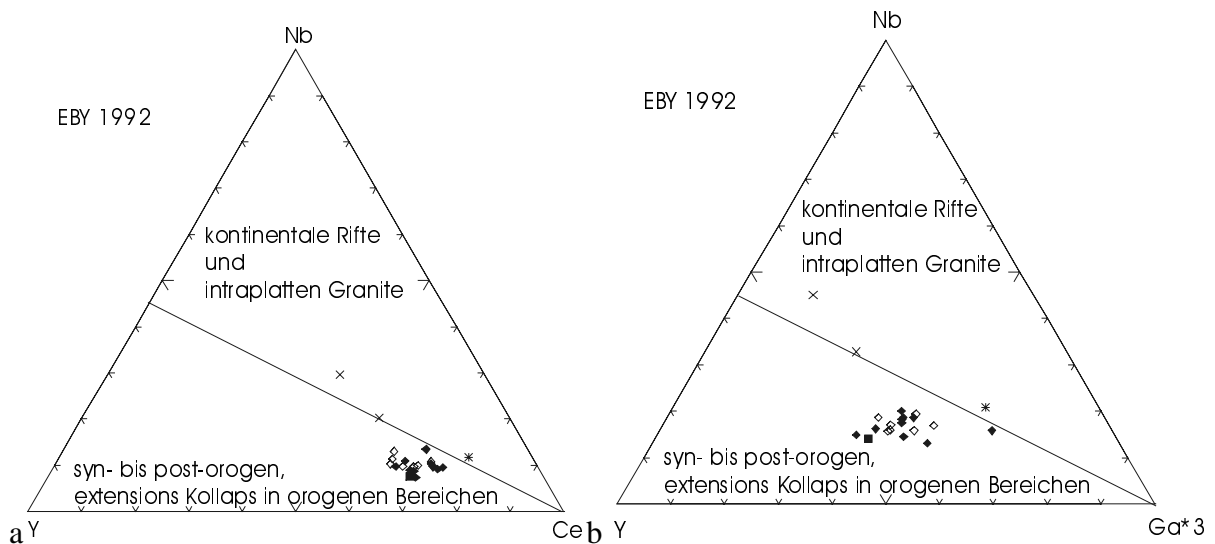


Abb. 8-8a+b: EBY (1992)

Nach BATCHELOR & BOWDEN (1985) weisen die GGS Proben einen synkollisionalen Charakter auf. Die Rostockrotgneise liegen sehr dicht im synkollisionalen Bereich. Die Felsite des Rostock Inlier zeigen große Unterschiede und liegen sowohl im Feld der Subduktion wie auch spätorogener Ereignisse. Der Rostockgranit dieser Arbeit liegt hingegen im Feld der Mantelfraktionate. Der Rhyolith der Farm Areb ist synkollisionaler Natur. Die beiden Proben des Hartelust Ignimbrit liegen weit auseinander im spätorogenen und synkollisionalen bis nahezu postorogenen Bereich.

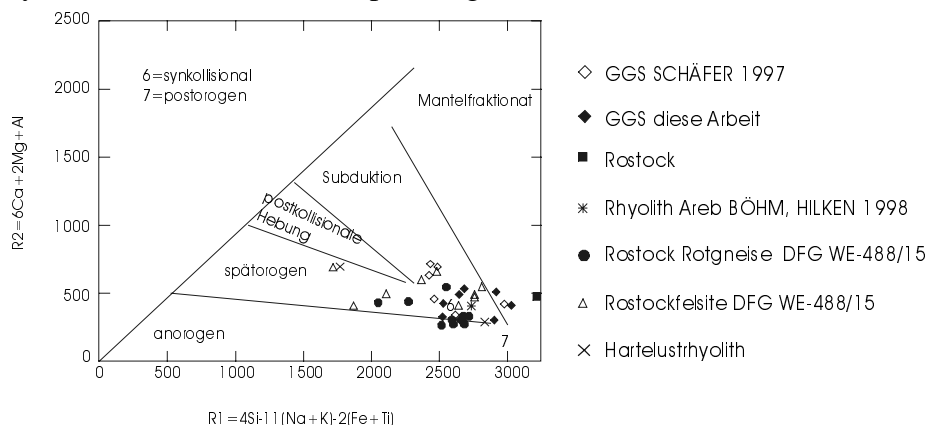


Abb. 8-9a+b: BATCHELOR & BOWDEN (1985)

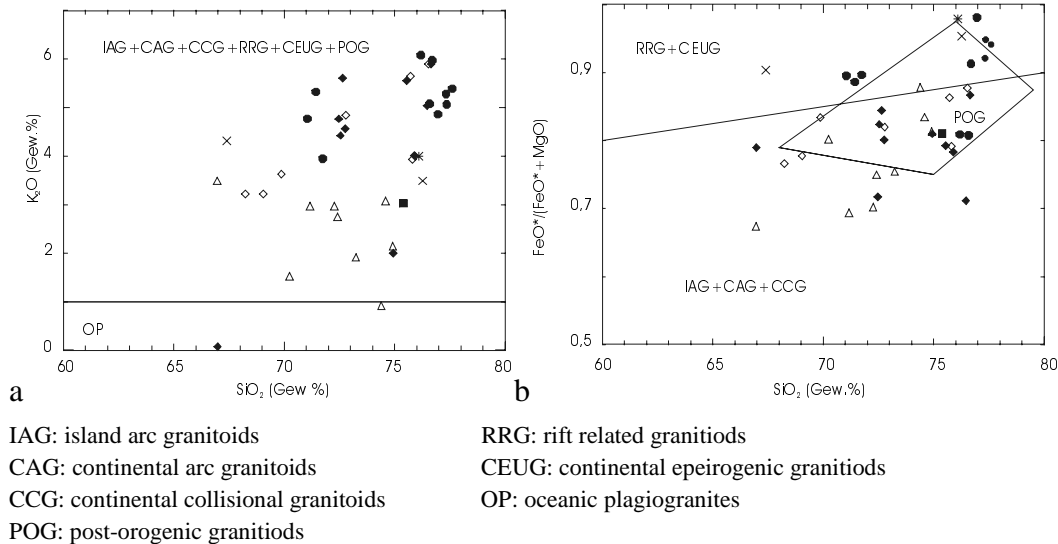


Abb. 8-10a+b: MANIAR & PICCOLI (1985)

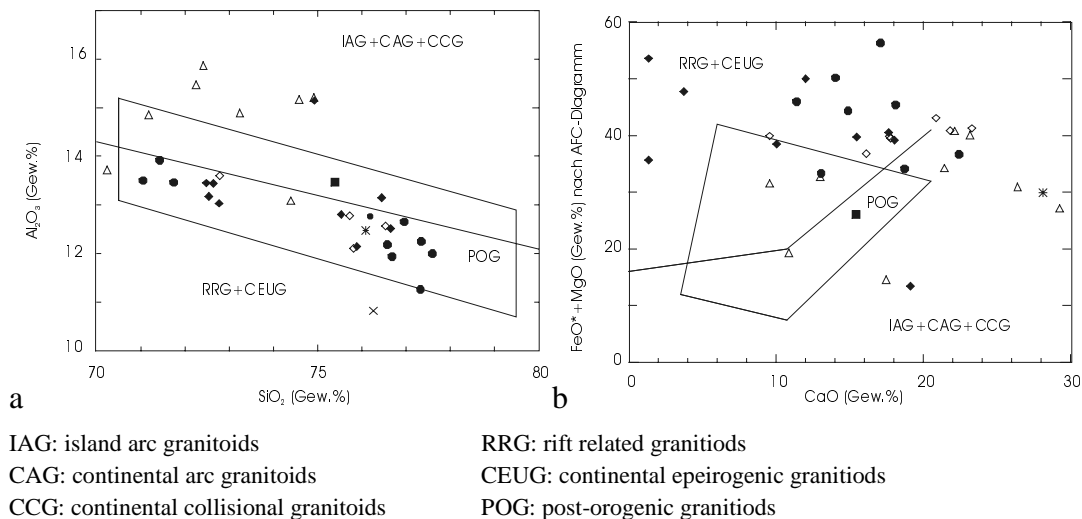


Abb. 8-11a+b: MANIAR & PICCOLI (1989)

Die Proben der GGS liegen mehrheitlich im Bereich der RRG und CEUG nach MANIAR & PICCOLI (1989). Dies bestätigen die hohen A/C+K+N und A/N+K Werte in SHANDs Index, welche einer Bildung als IAG, CAG oder CCG entsprechen. Deshalb wird die GGS einem Riftereignis zugeordnet in Übereinstimmung mit den Diskriminierungen nach PEARCE et al. (1984) und HARRIS et al. (1986). Eine synkollisionale bis postorogene Umgebung kann auf Grund von EBY (1992) und BATCHELOR & BOWDEN (1989) nicht ausgeschlossen werden. Nach PITCHER (1982) stammen die Granite überwiegend aus einer I-Typ Genese.

Die Rotgneise der Rostockberge sind nach MANIAR & PICCOLI (1989) und SHANDs Index einem RRG oder CEUG zuzuordnen und zeigen dabei I-Typ Chemismus, PITCHER (1983) (hier nicht dargestellt). Dabei durchschlagen sie eine ausgedünnte kontinentale Kruste (Abb. 8-5a+b, Abb. 8-6a+b).

Die Rostockfelsite sind im Trend einem vulkanischem Bogen zuzuordnen (Abb. 8-5 und Abb. 8-6) was sich in Abb. 8-9a-c bestätigt. Der Chemismus dieses Materials ist sedimentär, PITCHER (1983). Die Darstellung nach MANIAR & PICCOLI (1989) zeigt einen subduktionsbezogenen Chemismus als IAG, CAG oder CCG.

Die Probe vom Rostock Inlier dieser Arbeit zeigt vorwiegend WPG Eigenschaften (Abb. 8-7a+b; SHANDs Index Abb. 8-4), PEARCE et al. (1984; Abb. 8-5+Abb. 8-6) und HARRIS

et al. (1986; Abb. 8-7). Nach MANIAR & PICCOLI (1989) ist aber auch eine Diskriminierung als POG möglich.

Der Rhyolith der Farm Areb ist in seinem Verhalten in den Diskriminierungsdiagrammen inkonsistent, was auf die Lage in einem synkollisionalen Milieu zurückgeführt wird (Abb. 8-5a, Abb. 8-9).

Für die Sinclair Sequenz wird eine Entwicklung in einem endenden Subduktionsvorgang postuliert, in der frühe subduktionsbezogene Felsite des Rostock Inlier von Gesteinen eines extensionalen back-arc-Bereich abgelöst werden, welche durch nur geringe Mächtigkeiten subvulkanischem bis vulkanischem Materials der kontinentalen Kruste intrudieren.

Die Proben des Hartelust Ignimbrit liegen in den Bereichen für RRG und CEUG MANIAR & PICCOLI (1989). In Abb. 8-11b plotten diese auf Grund ihrer hohen Fe- und Mg-Gehalte weit oberhalb des dargestellten RRG und CEUG Feldes. Dieses Ergebnis bestätigt sich in SHANDs Index. Nach PITCHER (1983) ist dies ein I-Typ Rhyolith.

9 Spiderdiagramme

Für die geochemischen Untersuchungen der Gesteine, an welchen mit der U/Pb-Methode Kristallisationsalter an Zirkonen bestimmt wurden, sind Aliquots von Großproben mit einem Gewicht von >10kg abgetrennt worden. Damit ist auch bei heterogenen Gesteinen ein repräsentativer Abgriff und reproduzierbares Ergebnis gewährleistet.

Die Anordnung der Elemente folgt der Kompatibilität der Elemente steigend nach rechts und Konzentration in der Kruste steigend nach links (HOFMANN 1988, 1997). Normiert werden die Proben auf Werte für den normalen „mid-ocean ridge basalt“ (MORB) von HOFMANN (1988), die Phosphatnormierung basiert auf einem Wert von PEARCE (1983). Der Fehler der Messungen sind in der Methodik aufgeführt.

9.1 Rehoboth Sequenz

9.1.1 Granite

Die Proben 8 und 11 der Rehoboth Sequenz stammen aus dem tektonischen Top des Basement am Saagberg N' von Solitaire. Probe 14 stammt vom Kwakwas Rivier. Die Probenlokationen sind in Anhang Tabelle VIII aufgeführt. Als Referenz ist die Zusammensetzung der oberen kontinentalen Kruste nach TAYLOR & McLENNAN (1985) eingefügt.

In Abb. 9-1 zeigt sich ein nahezu paralleler Verlauf der beiden Proben vom Saagberg, im Hf-Wert ist der Granit stark im Vergleich zur kontinentalen Kruste abgereichert. Der porphyrische Granit aus dem Kwakwas Rivier zeigt ebenfalls eine große Ähnlichkeit zur Referenzkurve, ist aber im Thorium-Wert stark angereichert. Übereinstimmungen der Proben finden sich in den Nb- und Pb- Anomalien, welche auf eine starke Krustenbeeinflussung hinweisen. Da Th leicht durch fluide Phasen der Subduktion angereichert wird, kann hier ein größerer Eintrag von Th durch die Slabfluide postuliert werden.

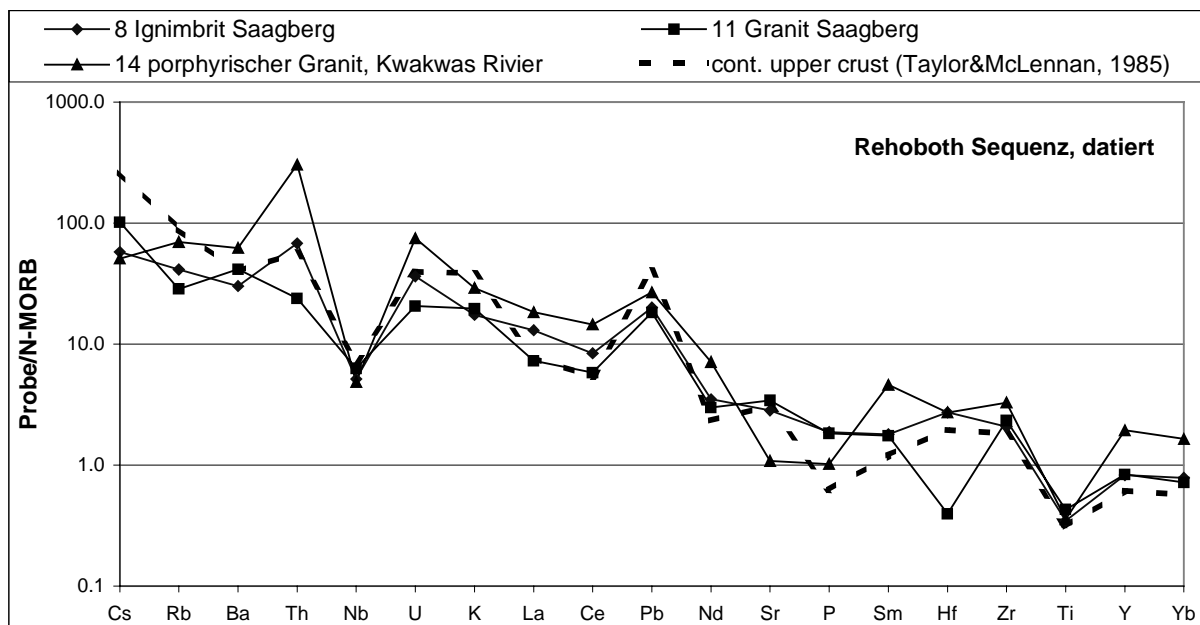


Abb. 9-1: Spiderdiagramm der Rehoboth Sequenz, datiert

Proben der Rehoboth Sequenz von Farm Areb 176 zeigen die ebenfalls typischen krustenähnlichen Muster (BÖHM, 1998; HILKEN, 1998 Abb. 9-2). Mit abnehmender Inkompatibilität sinkt der Grad der Anreicherung gegenüber N-MORB. Die Anomalien für Nb und Pb wiederholen sich hier, wie auch der Ti-Trog. Die Anreicherungen sind im

Gegensatz zu den Proben vom Saagberg und vom Kwakwas schwächer ausgeprägt. Der Rhyolith der Elim Formation zeigt im Bereich der LILE eine geringere Anreicherung als die Intrusiva. Der K-Gehalt ist deutlich niedriger als in den Graniten. Der P-Gehalt bildet im Gegensatz zu Intrusiva eine positive Anomalie aus.

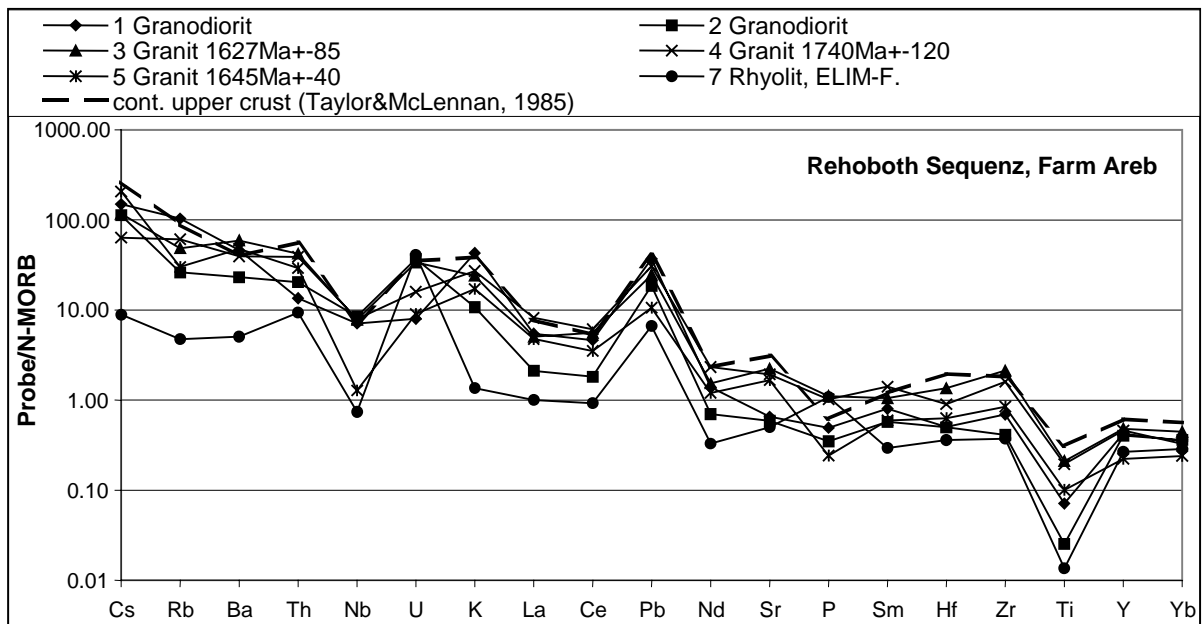


Abb. 9-2: Spiderdiagramm der Rehoboth Sequenz, datiert (BÖHM; HILKEN, 1998)

9.1.2 Amphibolite des Rostock Inlier (Wissmann)

Unabhängig von der geringen Datendichte ist der Trend der Signatur wie in allen anderen beprobten Materialien im Bereich der LILE eindeutig (Abb. 9-3).

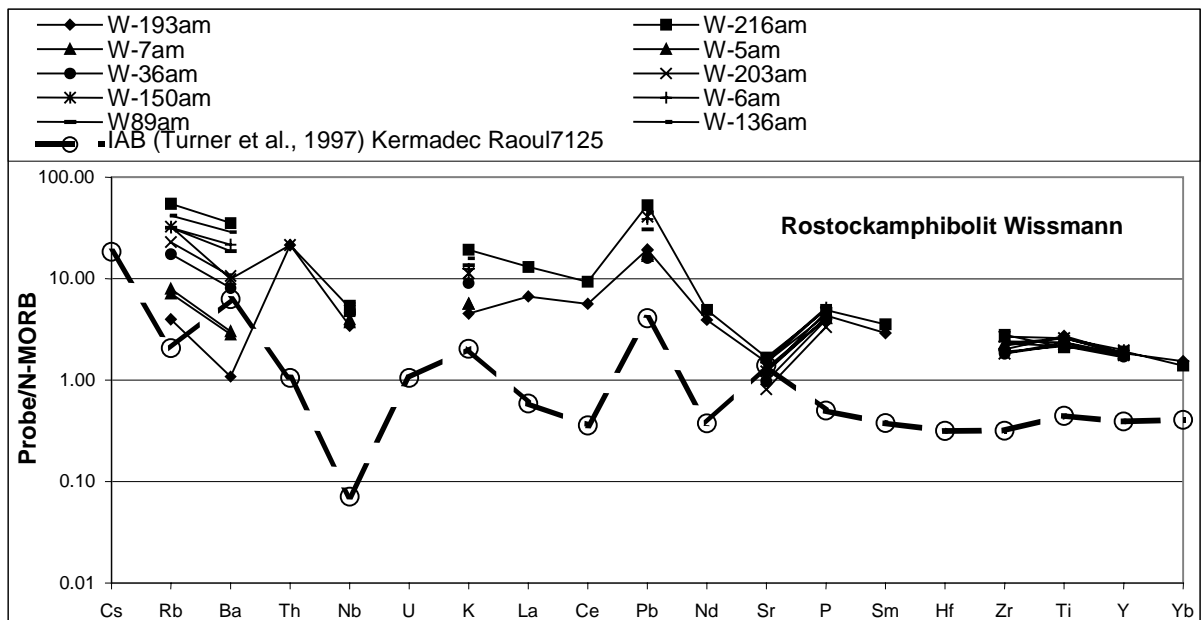


Abb. 9-3: Spiderdiagramm der Rostockamphibolite, Rehoboth Sequenz (WISSMANN, unveröff.)

Ein deutlicher Nb-Trog und ein Pb-Peak sind Anzeichen für den großen Anteil krustenbeeinflussten Materials. Auffällig ist der Sr-Trog und der wahrscheinlich in allen Proben vorhandene Ba-Trog. Nach HAWKESWORTH et al. (1988), FODOR & VETTER (1984) und GIBSON et al. (1992) zeichnen sich CFB durch Nb, Sr und Ti Tröge aus, während

Rb, Ba, K und Th angereichert sind. Speziell der Sr-Trog in Abb. 9-3 ist ein signifikantes Merkmal für CFB. Als Vergleich ist ein IAB nach TURNER et al. (1997) eingefügt.

9.1.3 Amphibolite der Elim Formation/ Farm Areb

Amphibolite wie Proben A1 und A3-6 von Farm Areb (BÖHM 1998, Abb. 9-4) gehören nach Datierungen von HILKEN (1998) zur Rehoboth Sequenz. Nach BÖHM (1998) sind diese Gesteine in einem back arc Milieu entstanden.

Im Bereich der LILE verlaufen die Anreicherungen von Rb und Ba der Elim Formation und Amphiboliten des Rostock nach WISSMANN (gestrichelte Linien) parallel. Th ist dagegen im Vergleich zum Rostockamphibolit erheblich abgereichert. Die Ausbildung eines Nb Trogas kann nur teilweise für die Amphibolite der Elim Formation bestätigt werden. Die K-Werte sind bei den Elimamphiboliten sehr unterschiedlich. Gemein ist den beiden Einheiten die positive Pb-Anomalie, wobei der Anreicherungsfaktor in den Amphiboliten der Elim Formation erheblich größer ist. Der Anreicherungsfaktor fällt zum Nd stark ab und steigt im Sr-Wert für die Elim Formation an, während sich für die Rostockamphibolite ein deutlich negativer Trog ausbildet. Im weiteren Verlauf der kompatibleren HFSE (P-Yb) verlaufen die Signaturen mit sinkendem Trend parallel zueinander bei höherem Anreicherungsfaktor für die Rostockamphibolite.

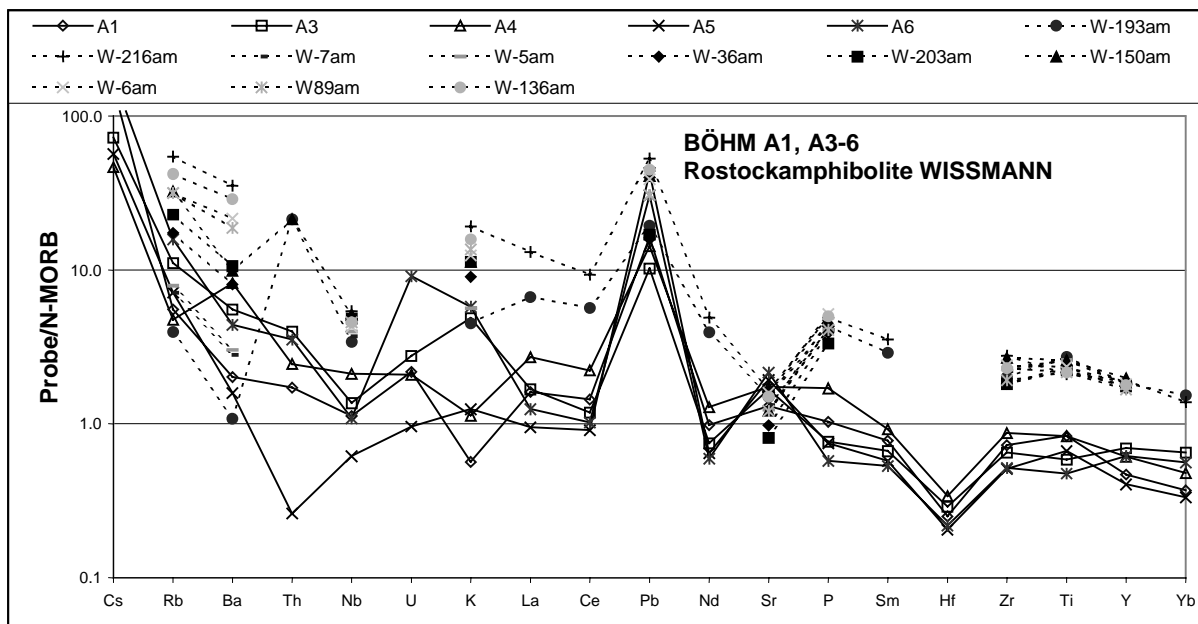


Abb. 9-4: Spiderdiagramm der Arebamphibolite BÖHM (1998)

Die Proben B1, B2 und A2 stehen nach BÖHM (1998) in Zusammenhang mit einem OIB. Wiederum zeigen sich Unterschiede im Grad der Anomalieausbildung (Abb. 9-5). Die LILE sind im Rb- und Ba-Gehalt identisch entwickelt. Unterschiede zeigen sich in der Entwicklung des Th. Im Differenzierungsgrad stimmen die Proben von Farm Areb und dem Rostock-Inlier bis auf den Nb-Trog überein, wobei sich ein Sr-Trog andeutet. Die subparallele Anordnung der Signatur deutet auf eine ähnliche Genese der Magmen hin.

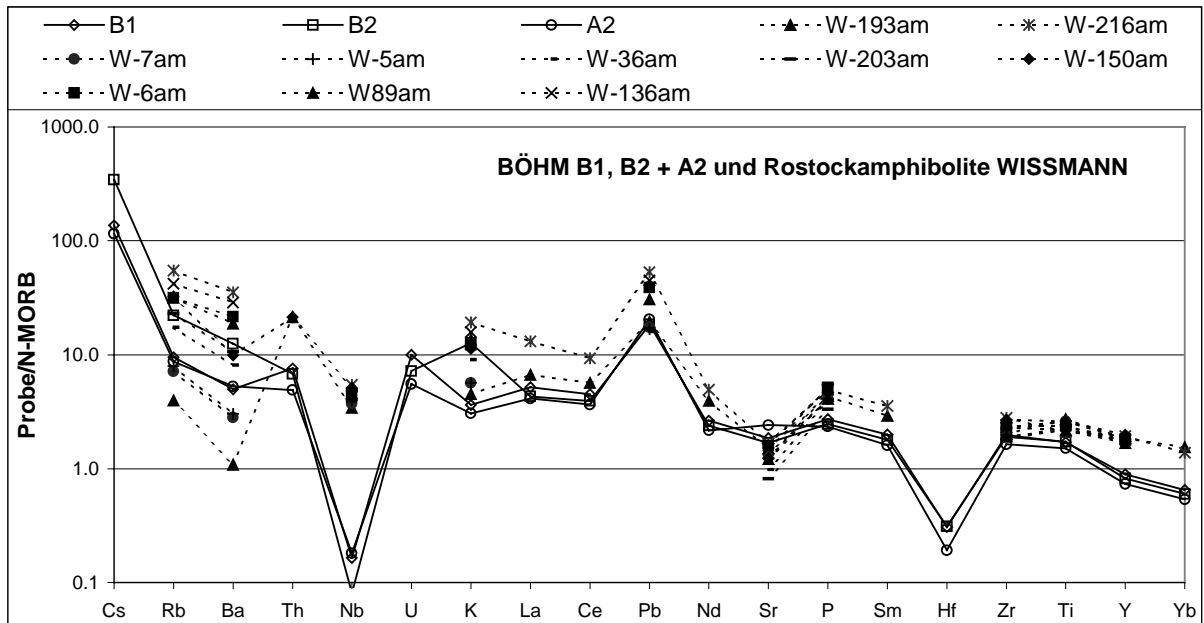


Abb. 9-5: Spiderdiagramm der Arebamphibolite B1, 2+A2 (BÖHM, 1998) und Rostockamphibolite (WISSMANN, unveröff.)

9.1.4 Amphibolit prä-Damara, Farm Klein Chausib

Im Bereich der Hakosstruktur ist auf Farm Klein Chausib ein Amphibolit beprobt worden. Dieser stammt aus dem Liegenden der Damara Formation. Die Altersbestimmung mit Hilfe der U/Pb-Methode ergibt ein Kristallisationsalter von etwa 1400Ma und stellt diesen Amphibolit trotz der großen Fehler in eine prä-Damara Formation (Kapitel 6)

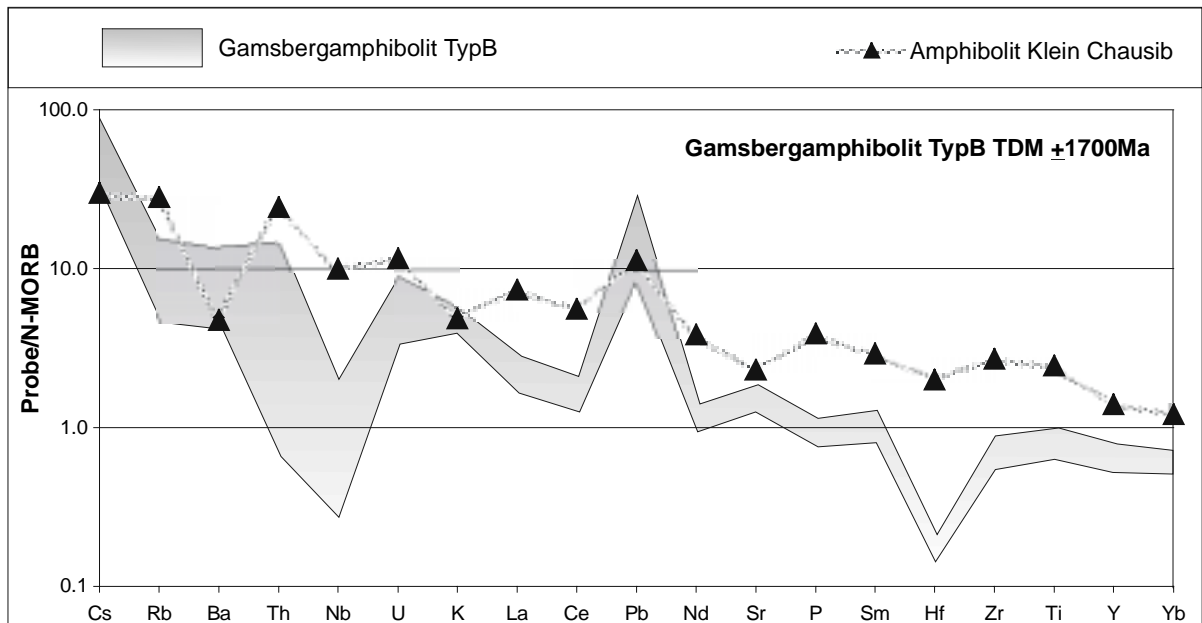


Abb. 9-6: Spiderdiagramm des Klein Chausib Amphiboliten und der Gamsbergamphibolite Typ B

Zum Vergleich mit prä-Damara Amphiboliten bekannten Alters werden die Gamsbergamphibolite des Typ B der Sinclair Sequenz in Abb. 9-6 gemeinsam mit dem Amphibolit der Hakosstruktur dargestellt. Der Klein Chausib Amphibolit zeigt eine Anreicherung zum N-MORB im Bereich der LILE mit einer ausgeprägten negativen Ba-Anomalie. Bis zum Pb sinken die Anreicherungsfaktoren ab, um dann einen moderaten Pb

Peak zu produzieren. Nach einem leichten Sr-Trog nähert sich im Bereich der HFSE das kompatibelste hier dargestellte Element Yb nahezu der N-MORB Zusammensetzung.

Die Gamsbergamphibolite des Typ B (Abb. 9-6) wie auch des Typ A (hier nicht dargestellt) unterscheiden sich deutlich von dem Muster des Hakosamphibolit durch den fehlenden Ba-Trog, eine ausgeprägte negative Nb-Anomalie und deutlichen positiven Pb-Peak. Im Gegensatz zum Klein Chausib Amphiboliten ergibt sich im Sr-Wert eine positive Anomalie und ein sehr ausgeprägter Hf-Trog.

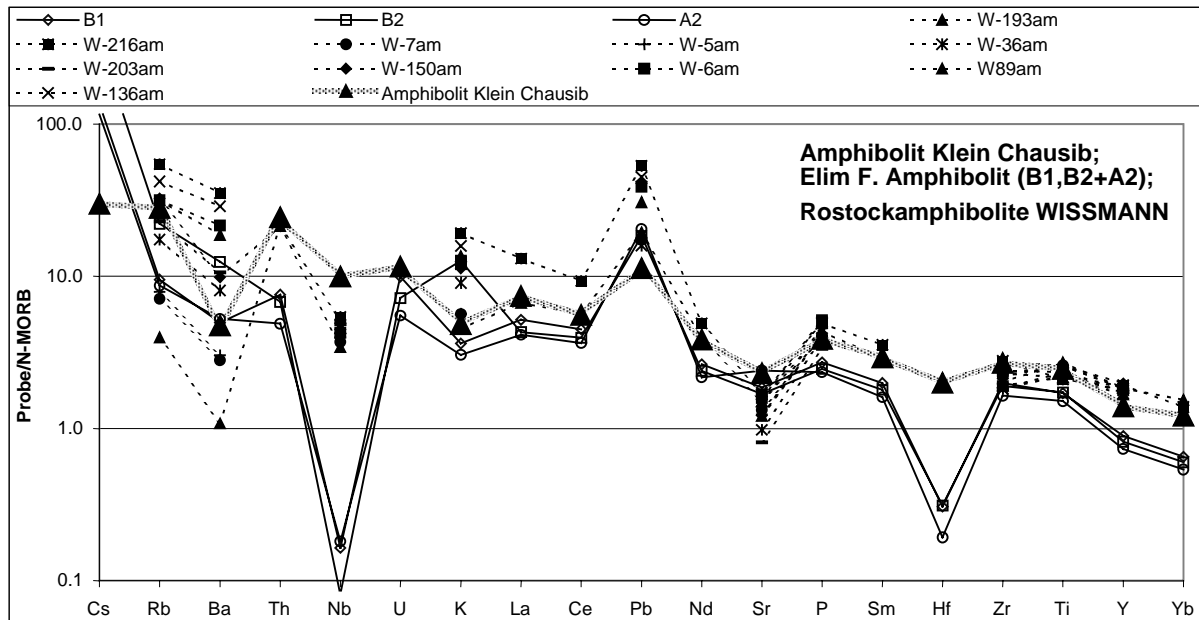


Abb. 9-7: Spiderdiagramm des Klein Chausib Amphiboliten, der Elim Formation und der Rostockamphibolite

In Abb. 9-7 ist der Amphibolit von Klein Chausib gemeinsam mit denen der eburnischen Elim Formation und dem Rostock-Inlier dargestellt. Die Amphibolite der Elim Formation werden nach BÖHM (1998) in Zusammenhang mit OIB gestellt. Die BAB der Elim Formation nach BÖHM (hier nicht dargestellt) zeigen weitaus größere Abweichungen zu dem Klein Chausib Amphibolit. Nach WISSMANN (1987) sind die Rostockamphibolite in einem anorogenen Intraplattenvulkanismus entstanden.

Übereinstimmungen im Trend zeigen sich bei den LILE im Verlauf von Rb nach Ba. Der schwach ausgeprägte Nb-Trog des Klein Chausib Amphibolit korreliert mit dem des Amphibolit des Rostock-Inlier. Auch die moderate positive Pb-Anomalie findet sich im Rostock-Inlier wieder wie auch der Sr-Trog. Im Bereich der HFSE sind ebenfalls größere Übereinstimmungen mit dem Rostock-Inlier als mit den Amphiboliten der Elim Formation festzustellen.

9.1.5 Diskussion

Die **Light Ion Lithophile Elements** (LILE) wie Cs, Rb, K, Ba, Sr sind fluidmobil und können durch metamorphe Vorgänge an- oder abgereichert sein. **High Field Strength Elemente** (HFSE) wie Y, Hf, Zr, Nb, Ta, Ti und die schweren seltenen Erdelemente verhalten sich unter metamorphen Bedingungen weitgehend immobil. Für die Interpretation müssen also Veränderungen im Elementgehalt berücksichtigt werden, wobei eine quantitative Festlegung nicht möglich ist.

Abweichungen von diesen Vorgaben sind möglich, aber an Hand der festgestellten in situ Parameter nicht unter Laborbedingungen reproduzierbar. Trotz dieser Bedingungen werden in

der Literatur immer wieder Versuche unternommen mit einer möglichst großen Elementzahl, welche auch die LILE enthalten, Klassifikationen durchzuführen.

Dabei ist grundsätzlich zwischen den zum Teil unfraktionierten Basiten und den generell hochdifferenzierten Graniten zu unterscheiden. Auch eine Vererbung der Signaturen aus vorhergehenden Differenzierungsprozessen ist nicht auszuschließen.

Abhängig von den Prozessen werden charakteristische Signaturen erzeugt. Besonders gut untersucht sind die gut zugänglichen Vorgänge der Subduktionszonen.

In Schmelzbereichen (mantle wedges) von Subduktionszonen werden Elemente wie Rb, Ba, Th, U, K und Pb aus der subduzierten ozeanischen Kruste (mantle slab) durch chloridhaltige Fluide ausgetragen. Chloride besetzen vor dem Beginn der Subduktion die OH-Positionen in den Amphibolen der Ozeanböden und werden bei der Dehydratisierung des abtauchenden Materials freigesetzt (KEPPLER, 1996). Diese Na-, K- und Cl-haltigen Fluide haben einen hohen Verteilungskoeffizienten für o.g. Elemente, während die Löslichkeit im Fluid für Nb und Ta gering ist (Versuche bei 3Kbar und 1040°C). Im Gleichgewicht mit Clinopyroxen, sowie Mineralen wie Olivin und Orthopyroxen reichert sich Sr in chloridhaltigen Lösungen an. Dies kann zur Kontamination des Schmelzbereiches mit Sr-Isotopen aus der subduzierten ozeanischen Kruste führen.

Für den slab wird nach TATSUMI & EGGINS (1995) ein Druck von 35Kbar und etwa 800°C für die Dehydratisierung postuliert. Der Slab liegt in einer Tiefe von ca. 110km unter der vulkanischen Front.

STALDER et al. (1998) hingegen können sehr unterschiedliche Verteilungskoeffizienten bei verschiedenen Drücken von 30–57 Kbar und Temperaturen von 900 bis 1200°C feststellen. Sie schließen einen Einfluß der Fluidzusammensetzung auf die Verteilungskoeffizienten der Elemente aus, was sie durch die stark zu KEPPLER (1996) abweichenden Temperatur und Druckbedingungen erklären. Transportmittel für die An- bzw. Abreicherung von Elementen sind in beiden Modellen die Fluide.

Die typischen negativen Anomalien von Nb, P und Ti der Rehoboth Sequenz stellen WEAVER & TARNEY (1984) in engen Zusammenhang mit Subduktionsvorgängen. Nach SAUNDERS & TARNEY (1984) sind negative Anomalien bei Zr, Hf, Nb und Ta charakteristisch für orogene Granitide.

Die Basite des Rostock Inlier (WISSMANN, 1987) und der Elim Formation (BÖHM, 1998) gehören nach U/Pb-Datierungen zur Rehoboth Sequenz. Unter Betrachtung des Anreicherungsfaktors und des Anomalieverhaltens ergeben sich Übereinstimmungen, die nach BÖHM (1998) eine Genese als OIB nahelegen. Kennzeichen für eine deutliche krustale Kontamination sind die Pb- und Nb-Anomalien. Eine damit verbunden positive Sr-Anomalie wie in IAB oder BAB üblich ist nicht vorhanden. Die Genese der Basite als CFB in einem Rifting auf Grund des Sr-Trog nach WILSON (1996) kann wegen der fehlenden negativen Europiumanomalie ausgeschlossen werden. Aus diesem indifferenten Verhalten folgt eine fluidbedingte postkristalline Veränderung des Sr-Gehaltes, welche auch die anderen LILE wie Cs, Ba, K und Rb betroffen haben kann. Diese Elemente scheiden somit wegen ihres geochemischen Verhaltens für eine Klassifikation der Basite aus und es erklären sich damit die stark schwankenden Verteilungsmuster der LILE.

Mit den geringfügigen positiven Europiumanomalien deutet sich für die BAB nach BÖHM (1998) ein sehr frühes Stadium der Riftbildung an, während die Basite des Rostock Inlier und von Klein Chausib leichte Plagioklasfraktionierung zeigen und deshalb der späten Phase der Öffnung zugeordnet werden. Die für IAB charakteristischen Abreicherungen von Ti neben Nb und Anreicherung von Sr wie auch Pb sind in den Basiten des Rostock Inlier und auf Farm Areb nicht anzutreffen.

Für den prä-Damara Klein Chausib Amphibolit gilt eine ähnliche Genese mit einem geringeren Einfluß der Krustenkontamination, da die Nb- und Pb-Anomalien nicht stark ausgeprägt sind.

Unter diesen Bedingungen kann eine umfangreiche krustale Komponente in den Basiten als gesichert gelten und stellt die Basite in Zusammenhang mit einem IAB oder BAB.

Eine Zuordnung des Klein Chausib Amphibolit zu den Gamsbergamphiboliten kann nach Abb. 9-6 ausgeschlossen werden. Im Vergleich des Klein Chausib Amphibolit mit den Amphiboliten nach WISSMANN (1987) sowie den Elim Amphiboliten der Rehoboth Sequenz nach BÖHM (1998) zeigt sich für die LILE wie auch die gesamte Signatur und die Entwicklung der Anomalien eine größere Affinität zu den Amphiboliten des Rostock-Inlier.

Die hochdifferenzierten Granite der Rehoboth Sequenz zeigen ebenfalls charakteristische Abreicherung im Nb- und Anreicherung im Pb-Gehalt. Sollte die metamorphe Überprägung der LILE in den Basiten und Graniten ähnlich durchgreifend gewesen sein, können die Elemente Cs, Rb, Ba, K und Sr nicht zur Klassifikation herangezogen werden. Deutlich wird, daß in Magmen potentiell sehr ähnlicher Genese wie in den Proben des Piksteel Granit erhebliche Unterschiede in den Gehalten auch immobiler Elemente auftreten können (Abb. 9-2). Auch bei den stratigraphisch eng benachbarten Gesteinen des Saagberg können sich die Gehalte der immobilisierten Elemente drastisch voneinander unterscheiden (Abb. 9-1). Dies kann auf permanentes Magmamixing hochviskoser Schmelzen während sehr lang anhaltender intrusiver wie auch effusiver Vorgänge zurückzuführen sein. Singuläre Betrachtung wie Fraktionierungen von Apatit, Ca-Plagioklas, Titanomagnetit oder Sphen wie beim Granit des Kwakwas Rivier können in diesem Zusammenhang keine Information über die Intrusions- oder Effusionsabfolge liefern, da die Zusammensetzung eines potentiellen Ursprungsmagmas permanenten Änderungen unterworfen ist.

9.2 Sinclair Sequenz

9.2.1 Granite des Rostock Inlier

Abb. 9-8 zeigt die Signatur eines mit der U/Pb-Methode datierten Rostockgranites. Die LILE sind im Vergleich zum N-MORB angereichert und bilden eine signifikante negative Nb-Anomalie aus. Mit sinkender Inkompatibilität nehmen die Anreicherungen bis zum Yb ab. Unterbrochen wird dieser Trend durch einen positiven Pb-Peak und einen Sr, P und Ti-Trog. Diese Abreicherungen werden für das Sr durch die Fraktionierung von Plagioklas, für das P durch Fraktionierung von Apatit und für das Ti durch Fraktionierung von Titanomagnetit hervorgerufen.

Geringfügige Abweichungen des Cs und Sr von der Signatur der kontinentalen Kruste (TAYLOR & McLENNAN, 1985) sind auf deren große Mobilität unter hydrothermalen Bedingungen zurückzuführen und typisch für den Rostock-Inlier im Vergleich mit der Gamsberg Suite.

Die undatierte Proben eines Metarhyolithen vom Kraal Rostock Nord zeigt eine identische Signatur.

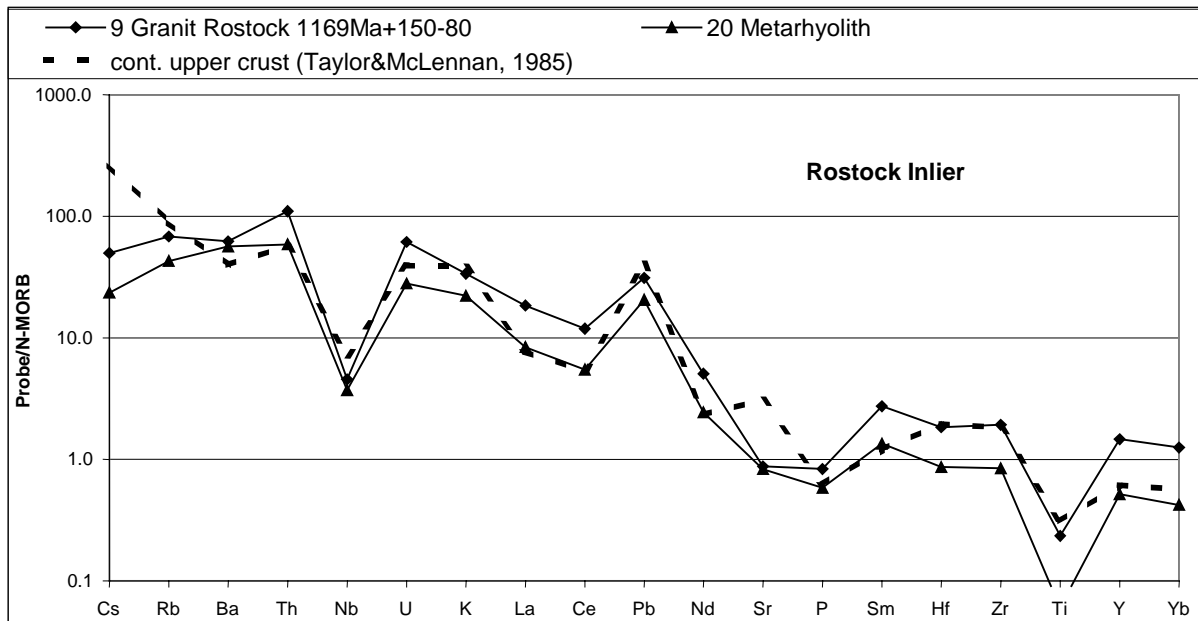


Abb. 9-8: Spiderdiagramm des Rostock Inlier, Sinclair Sequenz

9.2.2 Gamsberg Granit Suite (GGS)

Das Probenmaterial stammt aus dem direkten Umfeld des Gamsbergs und dem Unterbau des Gamsberg Plateaus (Probenlokationen siehe Anhang Tabelle VIII und Abb. 6-4).

Mit Ausnahme des silifizierten Granit, welcher erheblich von der Signatur der kontinentalen Kruste in den mobilen LILE (Cs, Rb, Ba, K) abweicht, ergeben sich subparallele Muster (Abb. 9-9). Die Proben 5, 7, 13 und 19 (*kursiv, fett*) sind im Vergleich zu den restlichen Proben im Uran- und Strontiumgehalt abgereichert. Gemein ist allen Proben der Nb- und Ti-Trog sowie die positive Pb-Anomalie. Speziell Abreicherungen im Ti-Gehalt sind Indikatoren für eine erhebliche Fraktionierung von Titanomagnetit.

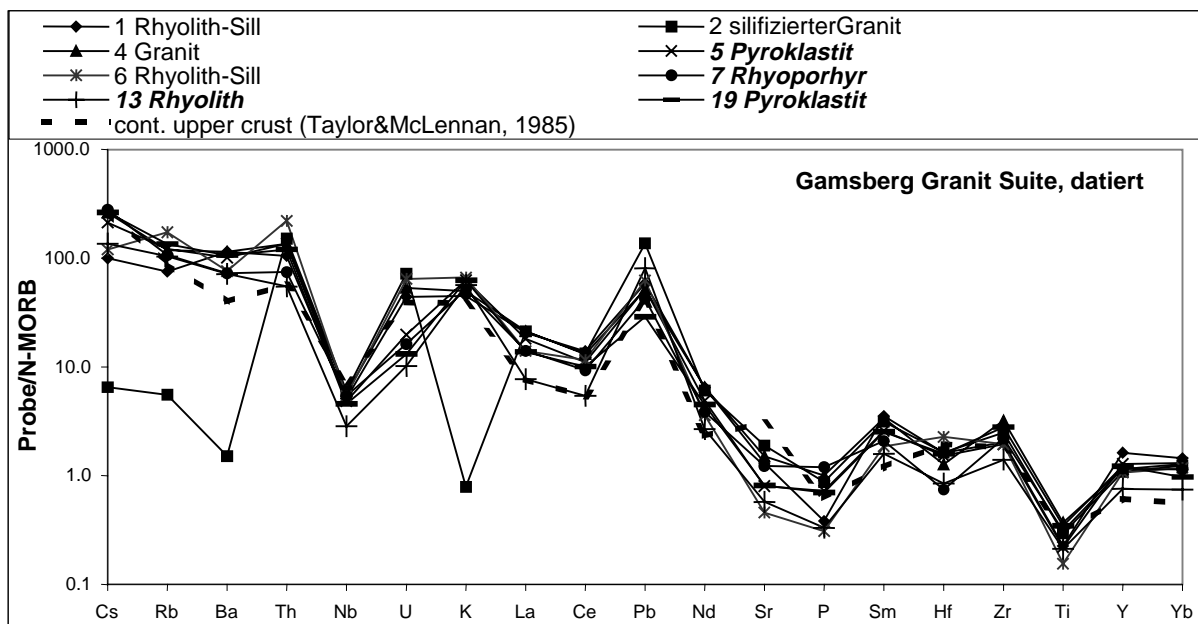


Abb. 9-9: Spiderdiagramm der GGS, Sinclair Sequenz, datiert

Weitere Proben aus der Gamsberg Suite im Bereich des Gamsbergs sind von SCHÄFER (1997) bearbeitet worden (Abb. 9-10). Die Signaturen sind identisch mit den oben

dargestellten und zeigen eine etwa 100-fache Anreicherung der Elemente Cs bis Th im Vergleich zur N-MORB. Die negative Nb-Anomalie wie auch der Pb-Peak, die Abreicherung beim Sr und P, der Hf und Ti Trog sowie die oben festgestellte U-Abreicherung bestimmter Proben erlauben eine zusammenfassende Darstellung aller Analysen in Abb. 9-11.

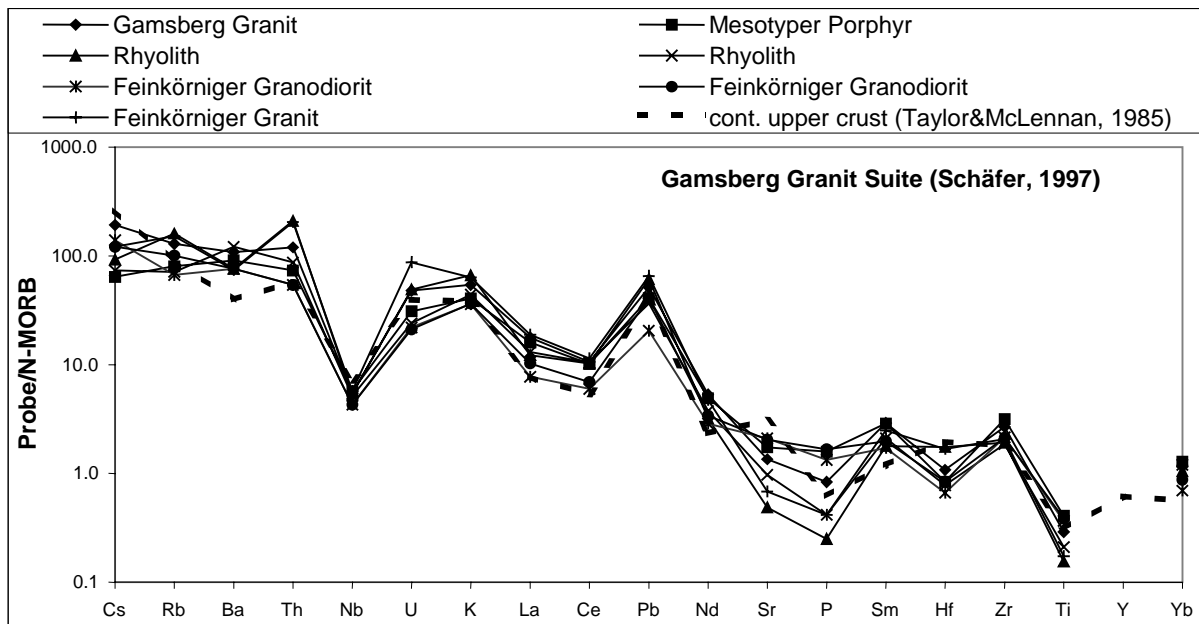


Abb. 9-10: Spiderdiagramm der GGS, Sinclair Sequenz (SCHÄFER, 1997)

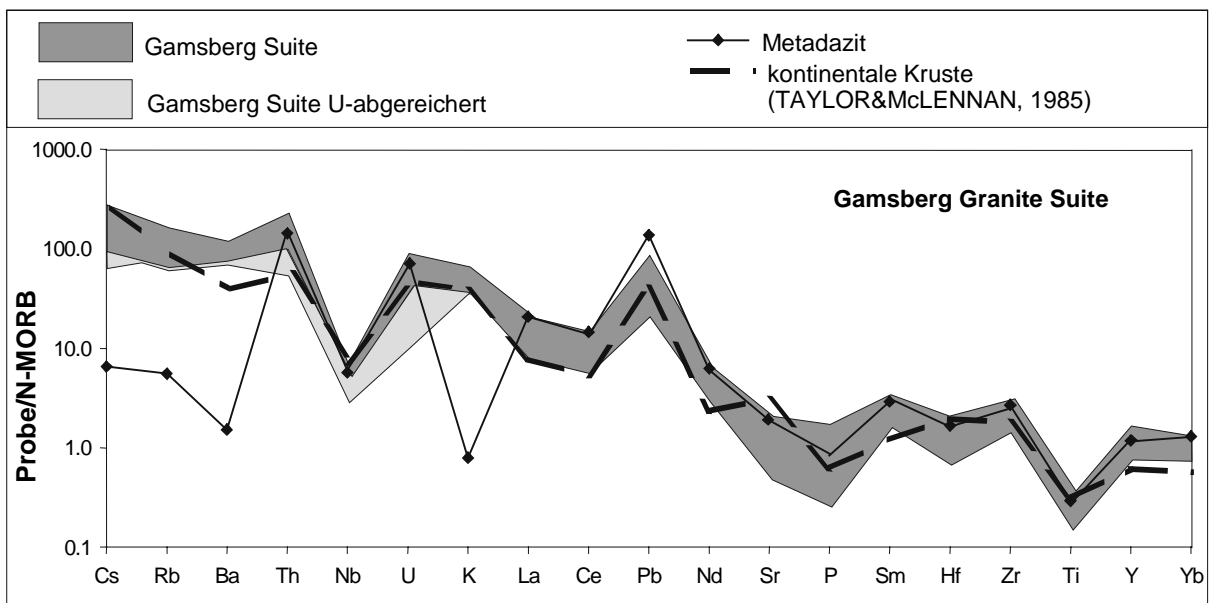


Abb. 9-11: Spiderdiagramm der GGS

In Abb. 9-11 sind die minimalen und maximalen normierten Werte für die GGS am Gamsberg dargestellt. Die an U abgereicherten Proben sind in dem Bereich in dem diese eine grundsätzlich abweichende Signatur zeigen mit einem eigenen Feld dargestellt. Diese ausschließlich auf die LILE beschränkten Abreicherungen, welche sich signifikant im U-Gehalt darstellen, sind weder regional zu begrenzen noch auf bestimmte Einheiten der GGS beschränkt.

Ein Metadazit der GGS zeigt wesentlich stärkere Abweichungen von der typischen Signatur der GGS, begrenzt auf den Bereich der LILE, was auf die starke postkristalline hydrothermale Verkieselung zurückgeführt wird.

Nach HILKEN (1998) sind Rhyolithe auf Farm Areb 176 mit Hilfe der U/Pb-Datierungen an Zirkonen in die Sinclair Sequenz einzustufen. Die Geochemie nach BÖHM (1998, Abb.) weist die charakteristischen krustenbeeinflussten Muster auf. Im Gegensatz zu der Mehrheit der Proben aus dem Bereich des Gamsbergs ist in diesem Rhyolith keine negative Hf-Anomalie zu erkennen.

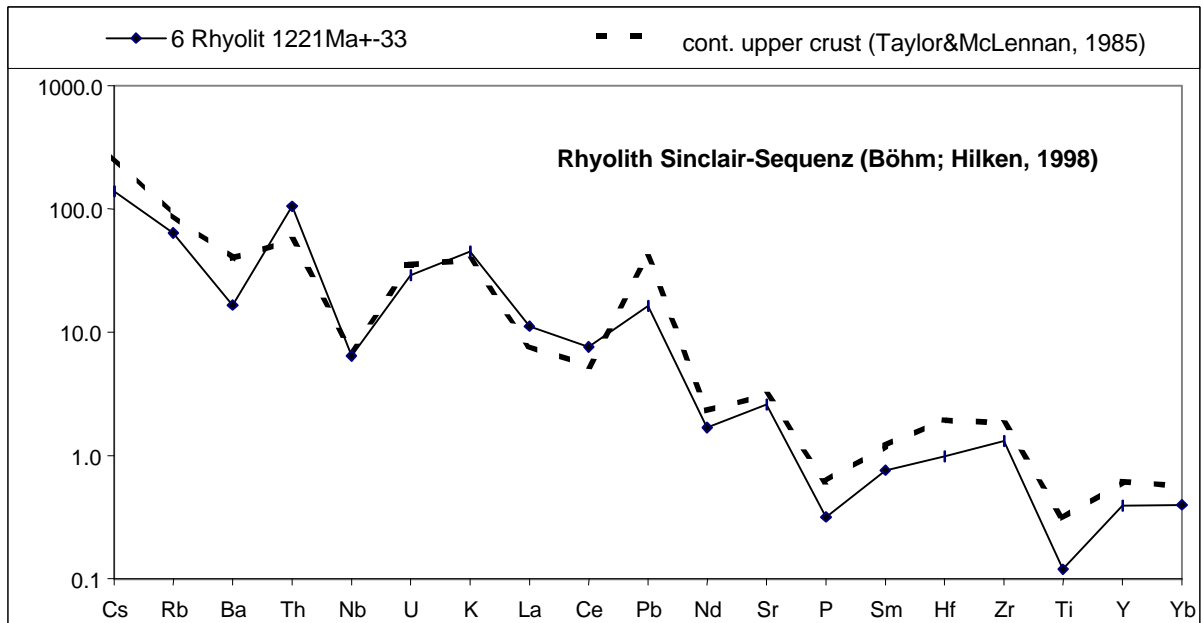


Abb. 9-4: Spiderdiagramm der Sinclair Sequenz, Nückopf-Rhyolith, datiert (BÖHM; HILKEN 1998)

9.2.3 Amphibolite des Gamsbergs

Der Gamsberggranit wird von SW-NE streichenden Amphiboliten durchschlagen. Nach KÜSTER (1996) werden zwei Typen an Hand der Summe der SEE-Gehalte unterschieden. Anhand von Sm/Nd- und geochemischen Daten können 3 Gruppen differenziert werden (diese Arbeit, Kapitel 10.2.3).

9.2.3.1 Amphibolit Typ A

In Abb. 9-1 sind 3 Proben dieses Typs dargestellt. Im Bereich der LILE sind die Muster uneinheitlich, was auf eine hydrothermale Zu- oder Abfuhr der leicht mobilen Elemente Rb und Ba hinweist. Die Th-Gehalte sind in den verschiedenen Proben ähnlich stark im Vergleich zum N-MORB angereichert. Mit zunehmender Kompatibilität sinken die Gehalte auf N-MORB Niveau ab. Unterbrochen wird dieser Trend von einer negativen Nb- und Hf- sowie einer positiven Pb-Anomalie.

Es sind deutliche Übereinstimmungen mit IAB nach TURNER et al. (1997) festzustellen. Eine Herkunft als Ozeaninselhohenbasalt (OIB) kann auf Grund des negativen Nb-Troges ausgeschlossen werden. Das uneinheitliche Verhalten im Bereich der LILE im Vergleich zum IAB deutet auf eine metamorphe Überprägung und Metasomatose des Materials für das fluidmobile Element Ba. Th zeigt deshalb in Probe 1 und 5 einen IAB untypischen Verlauf.

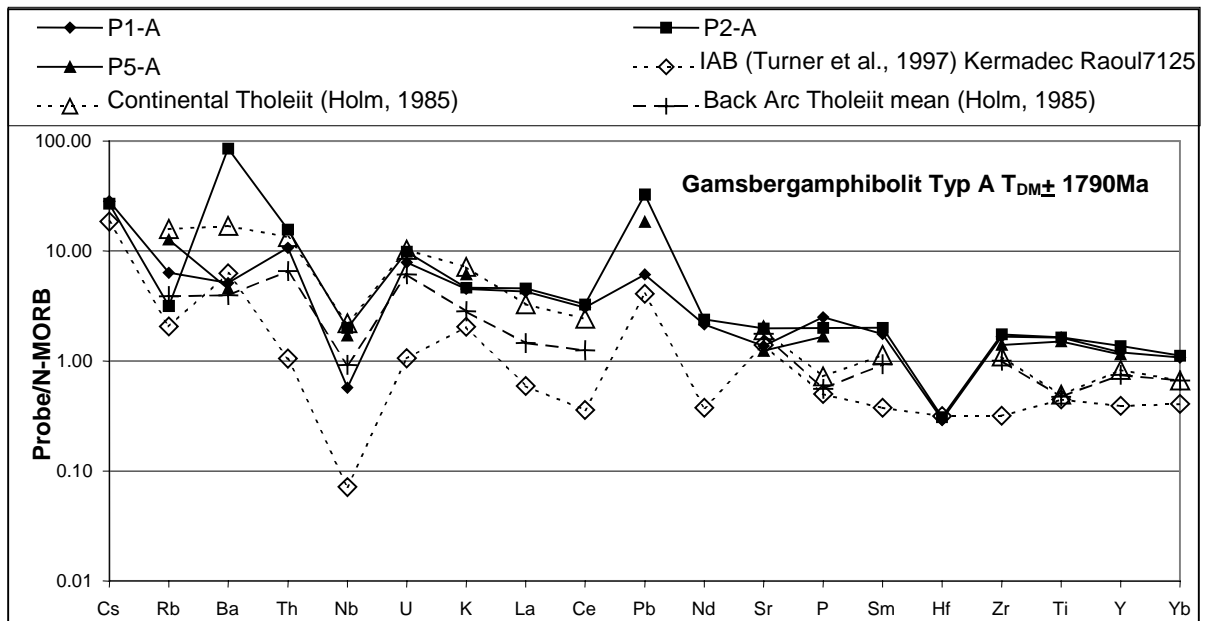


Abb. 9-13: Spiderdiagramm der Gamsbergamphibolite Typ A $T_{DM} \pm 1790 \text{ Ma}$ (KÜSTER, 1996)

In Abb. 9-14 sind die 2 Gamsbergamphibolite mit einem T_{DM} -Alter von $\pm 2700 \text{ Ma}$ dargestellt. Die beiden Proben zeigen ein subparalleles Muster mit Anreicherungen der LILE und dem Abnehmen der Anreicherung mit abnehmender Inkompatibilität. Ausnahmen dazu stellen der Nb-Trog, die positive Pb-Anomalie und der Hf-Trog dar. Der Sr-Trog ist nur undeutlich entwickelt.

Die beiden Gruppen von T_{DM} -Altern zeigen ein uneinheitliches Verhalten im Bereich der LILE und sind deutlich im Nb-Gehalt ab- und im Pb-Gehalt angereichert. Charakteristisch ist eine Hf-Anomalie.

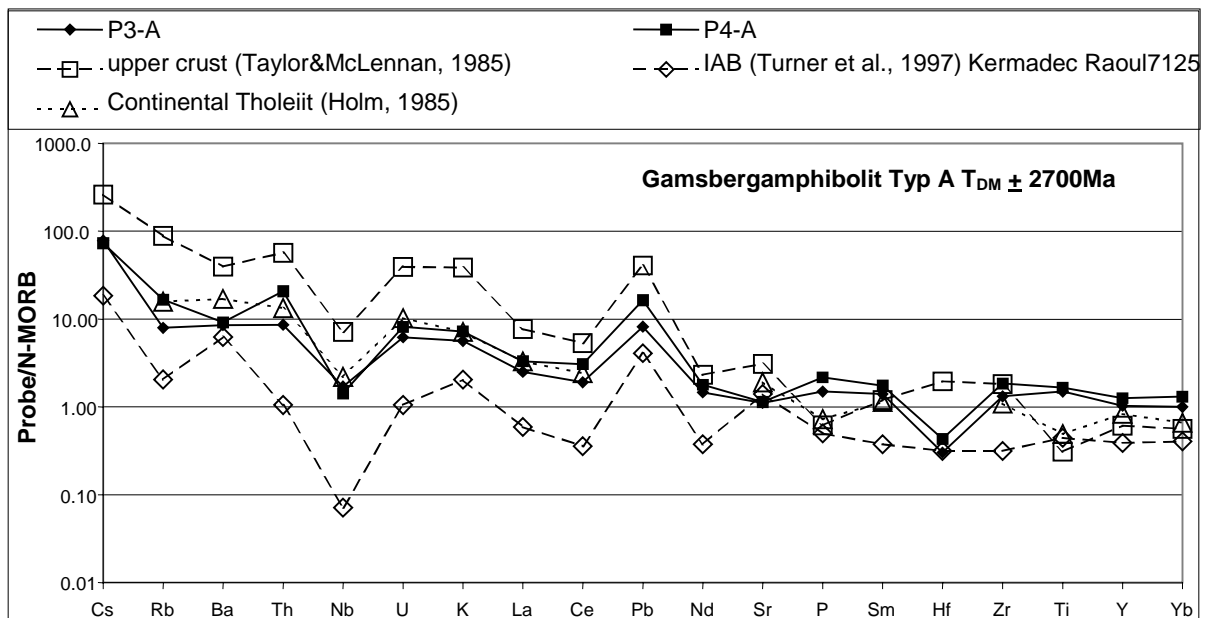


Abb. 9-14: Spiderdiagramm der Gamsbergamphibolite Typ A $T_{DM} \pm 2700 \text{ Ma}$ (KÜSTER, 1996)

In Abb. 9-13 und Abb. 9-15 sind die Anomalien für Nb und Pb stärker als in Proben mit einem T_{DM} von $\pm 2700 \text{ Ma}$ (Abb. 9-14) entwickelt.

9.2.3.2 Amphibolit Typ B

Die Elemente des Amphibolit Typ B (Abb. 9-15) sind weniger stark angereichert als im Typ A (Abb. 9-14). Die Cs-Daten zeigen hohe Gehalte wie bei allen Gamsbergamphiboliten während die übrigen LILE nur um etwa den Faktor 10 im Vergleich zum N-MORB angereichert sind. Die Signatur einer abnehmenden Inkompatibilität wird durch den Nb- und Hf-Trog sowie die positive Pb-Anomalie unterbrochen.

Die Nb- und Pb-Anomalien zeigen den großen Einfluß krustaler Komponente. Sr ist im Gegensatz zu Typ A im Trend angereichert. Das Barium ist im Verhältnis zu den übrigen Elementen im Vergleich zum IAB abgereichert.

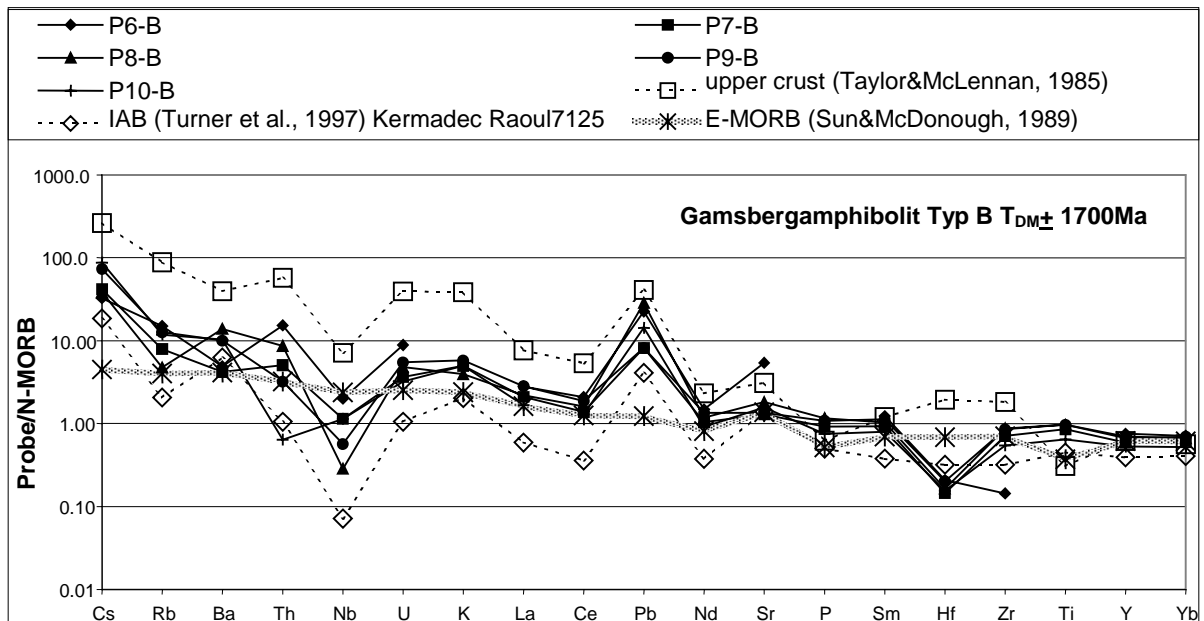


Abb. 9-15: Spiderdiagramm der Gamsbergamphibolite Typ B $T_{DM} \pm 1700 \text{ Ma}$ (KÜSTER, 1996)

9.2.4 Diskussion

Die Gamsberg Amphibolite intrudieren die GGS im Streichen subparallel in ENE-WSW-Richtung, durchschlagen sich nicht gegenseitig und werden von der Damara Sequenz abgeschnitten. Dies legt eine enge zeitliche Platznahme der Amphibolite nahe. Die Trends der immobilen Elemente in den Spiderdiagrammen sind identisch, Unterschiede bestehen in dem Grad der An- und Abreicherung.

In den Signaturen der LILE bilden sich vorwiegend parallele Trends aus, welche durch hydrothermale Vorgänge überprägt sein können. Dies hat z.B. zur Anreicherung von Ba in Probe P2-A wie auch zu unterschiedlichen Trends beim Sr geführt. Die negative Nb- und Hf- sowie die positive Pb-Anomalie sind charakteristisch für die Gamsbergamphibolite. Nach den Vergleichsproben, welche in die Spiderdiagrammen eingefügt sind ergibt sich eine Übereinstimmung mit kontinentalen Tholeiiten und tholeiitischen BAB. Es fehlen in den Gamsbergamphiboliten die typischen negativen Anomalien für Ti und P orogener Gesteine.

McCULLOCH & GAMLBE (1991) führen Anreicherungen in Basalten von Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, U und den LSEE wie die Abreicherungen von Nb, Ti, Zr und Hf auf unterschiedliche Verteilungskoeffizienten bei den Dehydratisierungsprozessen im slab und dem wedge während der Subduktion zurück. Dies produziert die typischen Spurenelementmuster, wie sie für IAB typisch sind.

STEIN et al. (1997) zeigen eine signifikante Anreicherung für U, Th, Rb und Pb in postorogenen/postsubduktions Bereichen. KELEMEN et al. (1990) und LEEMAN (1995) zeigen eine arc spezifische Abreicherung der Elemente Hf, Nb und Ti.

Eine negative Hf-Anomalie in Verbindung mit einem Ti Trog deutet auf eine Fraktionierung von Ilmenit oder Magnetit hin. Fehlt dieser Ti-Trog wird das Hf in Hornblende eingebaut.

Bei reifen kontinentalen Bogengraniten ist zudem ein P-Trog ausgeprägt.

In Verbindung mit den SEE-Mustern sind die Amphibolite des Gamsbergs einem unreifen IA oder einen weit entwickelten Back Arc zuzuordnen, da die Anreicherung des LSEE schwach entwickelt und keine negative Europiumanomalie ausgebildet ist.

Die hochdifferenzierten Granite der Sinclair Sequenz zeigen überwiegend die Signatur einer kontinentalen Kruste nach TAYLOR & McLENNAN (1985). Trotz der Distanz der Proben vom Rostock Inlier, vom Gamsberg und des Rhyolithen von Farm Areb werden übereinstimmend negative Nb-, P-, Hf-, Ti-, sowie positive Pb-Anomalien ausgebildet. Auch die LILE verhalten sich identisch. Unterschiede zur GGS ergeben sich im Gehalt an Cs und Rb des Rostock-Inlier. Ein stark verkieselter Metadazit am Gamsberg zeigt eine signifikante Abreicherung der LILE Cs, Rb, Ba und K. Die Signatur der Sinclair Granite resultiert aus einem fortschreitenden Fraktionierungsvorgang durch Subduktion, welcher die charakteristischen Nb- und Pb-Anomalien verursacht hat. Die Platznahme der Magmen am Gamsberg ist nicht durch Fraktionierungsvorgänge in den Elementgehalten gestört. Für den Rostock-Inlier wird ein davon unterschiedliches Verhalten in den LILE festgestellt, was durch fluidbedingte postkristallinen Überprägungen bedingt sein kann. Ähnliche Prozesse können für den Rhyolith von Farm Areb postuliert werden, da die immobilen Komponenten keine gravierenden Abweichungen zur GGS und zum Rostock Inlier aufweisen.

9.3 Damara Sequenz / Swakop Group

9.3.1 Chuos Formation

Es wurden 2 Proben der Chuos Formation untersucht (Abb. 9-16). Die beiden Proben verhalten sich in der Signatur sehr ähnlich. Abweichungen zeigen sich für Cs, Pb, Hf und Zr. Die Signatur ist geprägt von einer schwachen Anreicherung der LILE, einer signifikanten positiven Pb-Anomalie und einer schwachen Sr-Anreicherung. Im Trend nimmt die Anreicherung mit dem Grad der Inkompatibilität zu.

Anreicherungen zeigen sich im Th- und Rb-Wert während die Cs- und Ba-Gehalte der N-MORB Zusammensetzung ähnlich sind. Dieses Muster kann bei den mobilen LILE durch Metamorphose verursacht werden. Im Spiderdiagramm zeigen sich verschieden starke Einflüsse kontinentalen Materials an Hand der positiven Pb-Anomalie und der unterschiedlichen Fraktionierung von Hf und Zr. Der positive Sr-Peak deutet auf einen IAB oder BAB Einfluß wobei die Werte für Ba und Cs postkristalline verändert worden sein müssen. Im Trend ergibt sich eine Übereinstimmung mit dem BAB von TURNER et al. (1997). Eine für Subduktionszonen beeinflusste Genese scheidet wegen der fehlenden negativen Nb-Anomalie aus.

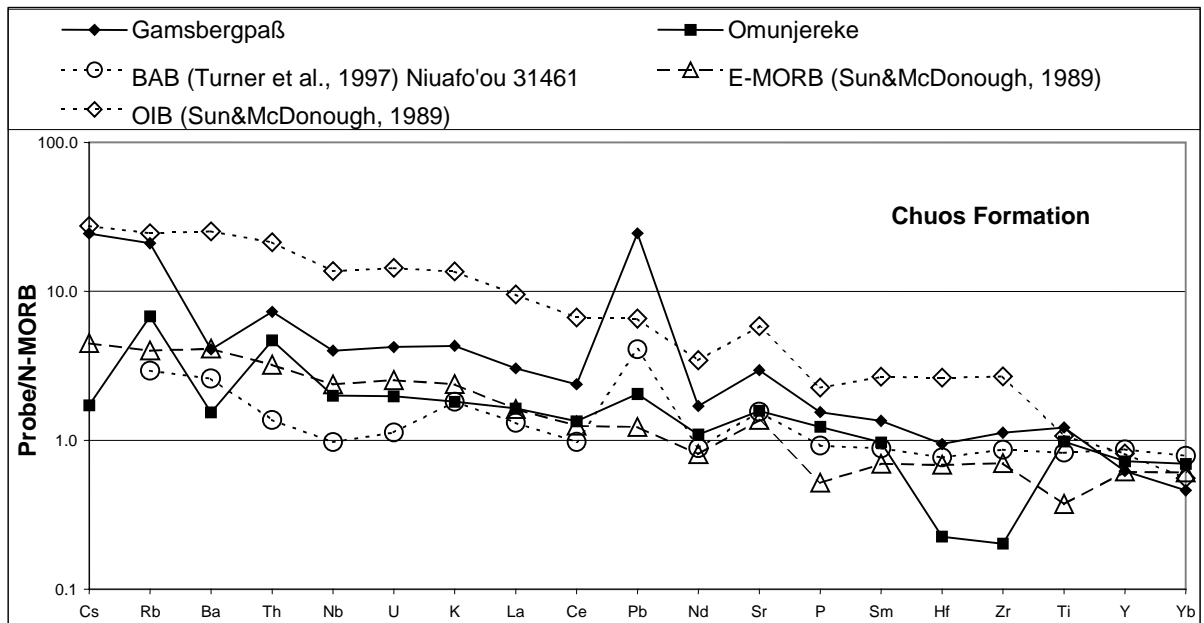


Abb. 9-16: Spiderdiagramm der Chuos Amphibolite, VIETOR (unveröff.)

9.3.2 Vaalgras Subgroup / Hartelust Ignimbrit

Die 2 Proben des Hartelust Ignimbrit (Abb. 9-17) zeigen trotz des prominenten Vorkommens, verbunden mit der eindeutigen Bestimmbarkeit zur Formation im Gelände, unterschiedliche Signaturen. Dabei sind die Trendlinien ähnlich. Abweichungen ergeben sich beim Ba, Nb, U und Hf. Negative Anomalien beim Sr und P sind auf Plagioklas und Apatit Fraktionierung zurückzuführen, sind aber für einen potentiell einer Krustenabstammung zuzuordnenden initialen Riftvulkanismus untypisch. Als Vergleich für eine Krustengenese ist die kontinentale obere Kruste nach TAYLOR & McLENNAN (1985) eingefügt.

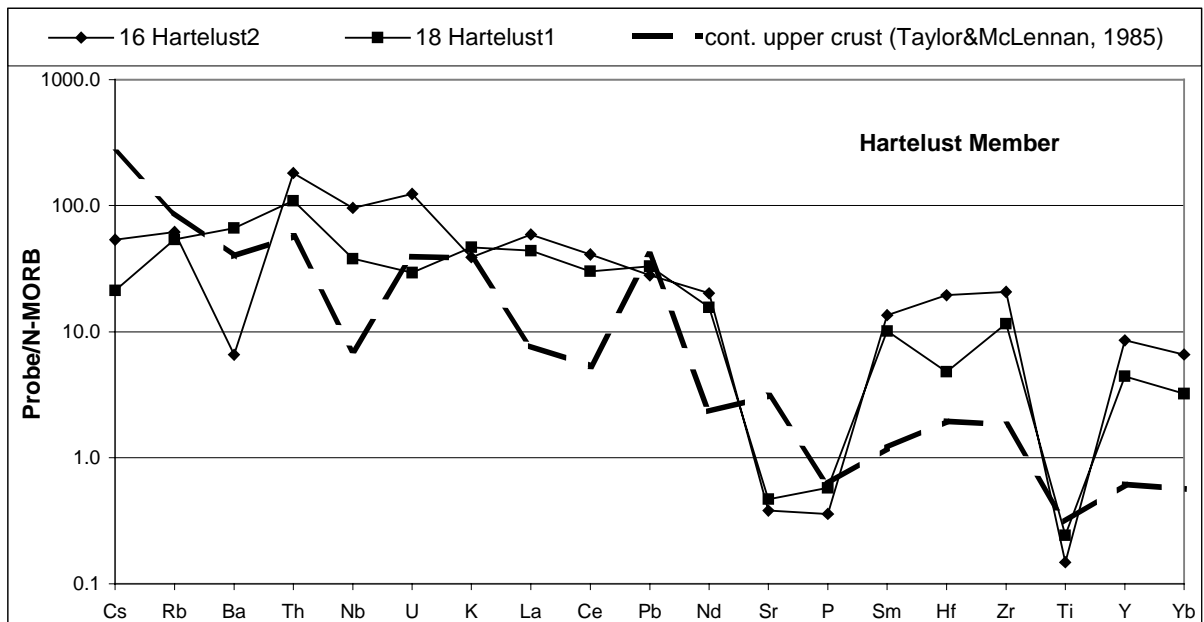


Abb. 9-17: Spiderdiagramm des Hartelust Members

9.3.3 Kuiseb Formation / Matchless Member / Matchless Amphibolit (MA)

Die Proben des Matchless Amphibolit von WEBER & VIETOR (1996) werden in zwei Gruppen unterteilt (siehe auch Kapitel 10, SEE). In Abb. 9-18 sind vier Proben dargestellt, welche einen zueinander überwiegend parallelen Verlauf zeigen. Im Bereich der LILE sind die Anreicherungen schwach und uneinheitlich. Deshalb wird auch nur für die Proben von Farm Mecklenburg und Okuje ansatzweise eine negative Nb-Anomalie ausgebildet. Im weiteren Verlauf nähern sich die Gehalte des MA denen der N-MORB an und unterschreiten diese im Bereich der HFSE geringfügig. Untypisch für einen N-MORB ist der positive Pb-Peak.

Signifikant sind die Rb, Th, Nb, und Pb-Anomalien. Die Proben entsprechen in ihrer Anreicherung einem E-MORB, ergeben im Bereich vom Sr bis Yb Werte, die zwischen einem IAB und BAB liegen. Im Anomalieverhalten sind die Proben deutlich von einem kontinentalen Einfluß geprägt wie an den Nb- und Pb-Werten für IAB zu erkennen ist.

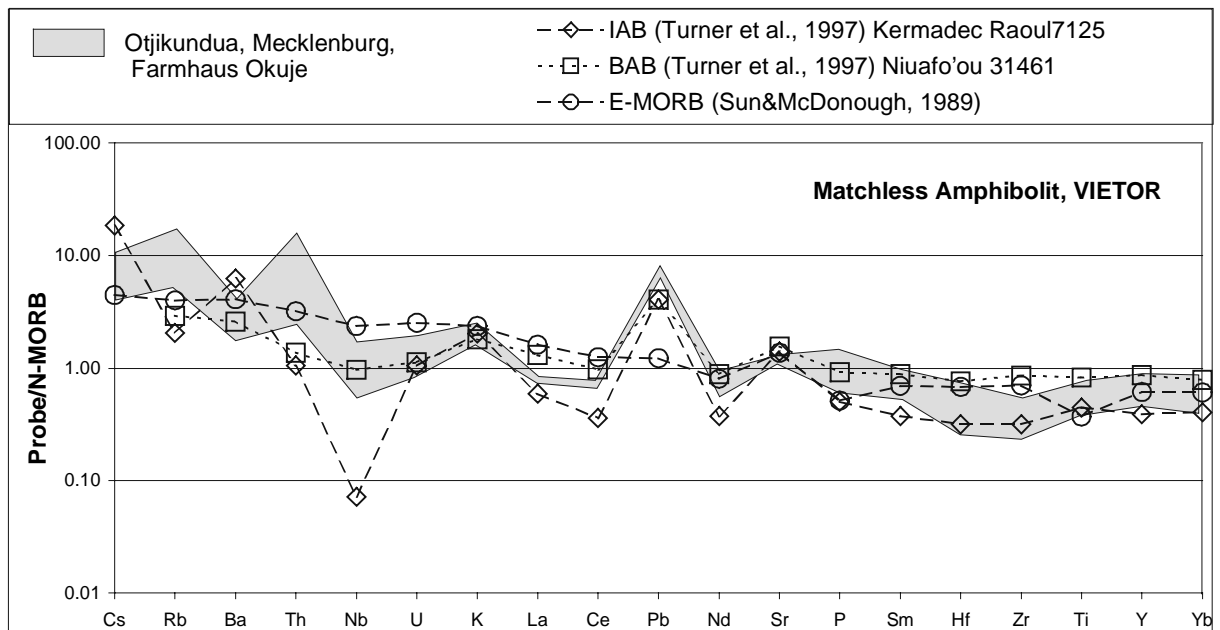


Abb. 9-18: Spiderdiagramm des Matchless Amphibolit, VIETOR Gruppe 1

Die Gruppe 2 des MA (Abb. 9-19) besteht aus einer Probe von Farm Orumbungu. Dieses Material ist im Vergleich zur Gruppe 1 insgesamt wesentlich stärker angereichert. Die LILE entsprechen im Cs-, Rb- und Ba-Gehalt den o.g. Amphiboliten des MA (Abb. 9-18), zeigen aber erhebliche Th-Anreicherungen was nach HOFFMAN (1997) auf den Einfluß von Subduktionszonen hervorgerufen wird. Im weiteren Verlauf nimmt bei zunehmender Kompatibilität die Anreicherung der Elemente bis auf N-MORB Niveau ab. Unterbrechungen dieses Trends werden durch die negative K-Anomalie, den positiven Pb-, Sr- und P-Peak hervorgerufen.

Abweichungen im Nb-, U-, K- und Sr-Gehalt zur Gruppe 1 sind eindeutig. Der positive Pb-Peak und die Abreicherung bei den Elementen Hf und Zr sind in Gruppe 1 ähnlich zu finden. Im Grad der Fraktionierung entspricht dieses Material einem OIB. Der positive Pb-Peak und die Abreicherung ab dem Element Sr entsprechen einem IAB, während ein fehlender Nb-Trog auf eine Genese als BAB ohne Krustenkontamination hindeutet.

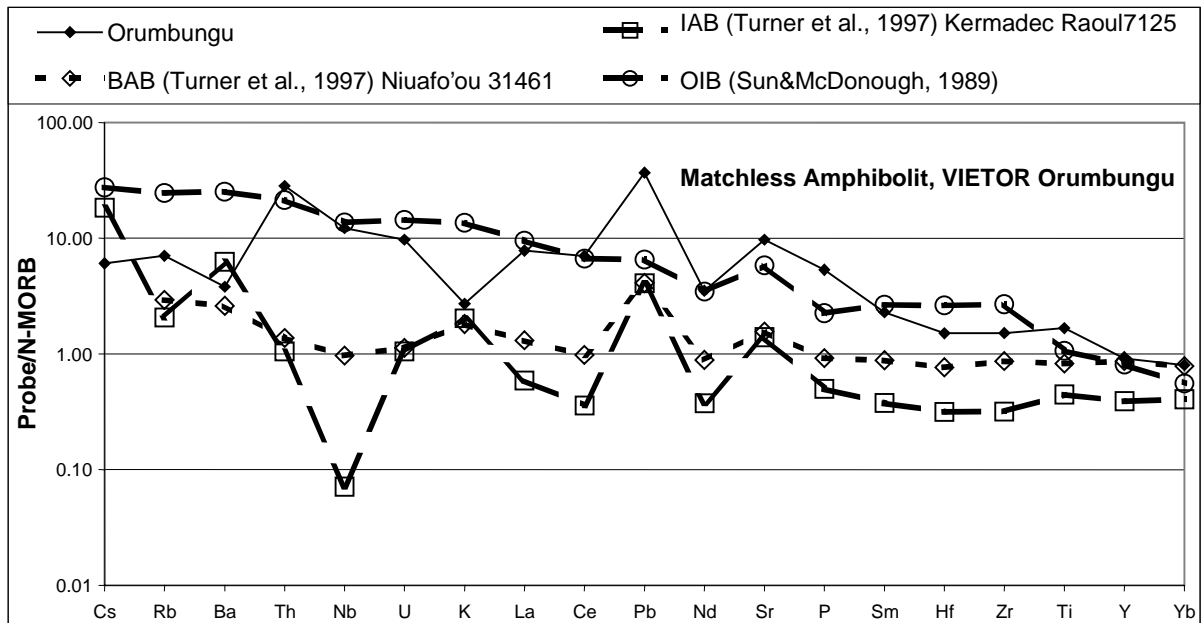


Abb. 9-19: Spiderdiagramm des Matchless Amphibolit Farm Orumbungu, VIETOR Gruppe 2

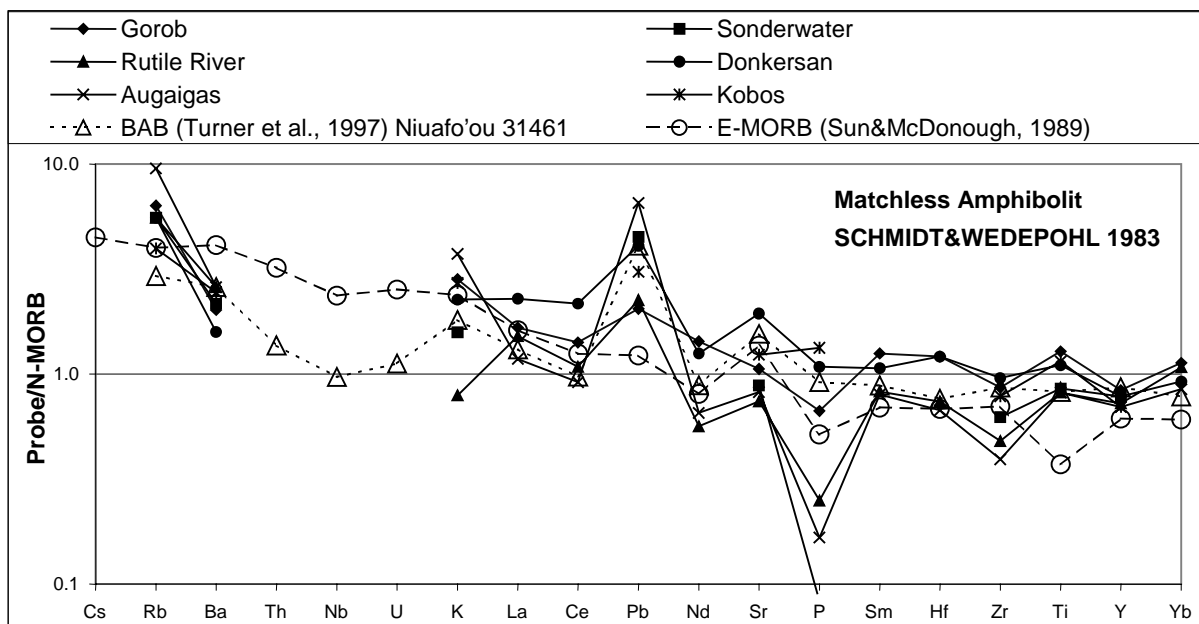


Abb. 9-20: Spiderdiagramm des Matchless Amphibolit, SCHMIDT & WEDEPOLHL (1983)

Die Proben des MA von SCHMIDT & WEDEPOHL (1983, Abb. 9-20) zeigen zwischen Rb und Ba einen stark abfallenden Trend. Die K-Werte differieren erheblich untereinander und deuten auf einen K-Metasomatose hin. Durch die steigende Kompatibilität sinken die normierten Elementgehalte bis unter die N-MORB-Zusammensetzung. Unterbrochen wird dieser Trend von einer positiven Pb- und Sr-Anomalie. Für die Proben vom Rutile River, Augaigas und Sonderwater zeigt der P-Trog eine Apatitfraktionierung. Negative Anomalien des Zr und Y weisen auf eine Zirkon- bzw. Granatfraktionierung hin, was durch die SEE-Signaturen nicht bestätigt wird.

Die Proben von SCHMIDT & WEDEPOHL (1983) unterscheiden sich durch stark unterschiedliche Kaliumwerte und teilweise negative Phosphoranomalien vom MA dieser Arbeit. Die Werte für den positiven Pb- und Sr-Peak korrelieren mit denen des MA nach VIETOR wie auch der Verlauf der Signatur zwischen Rb und Ba.

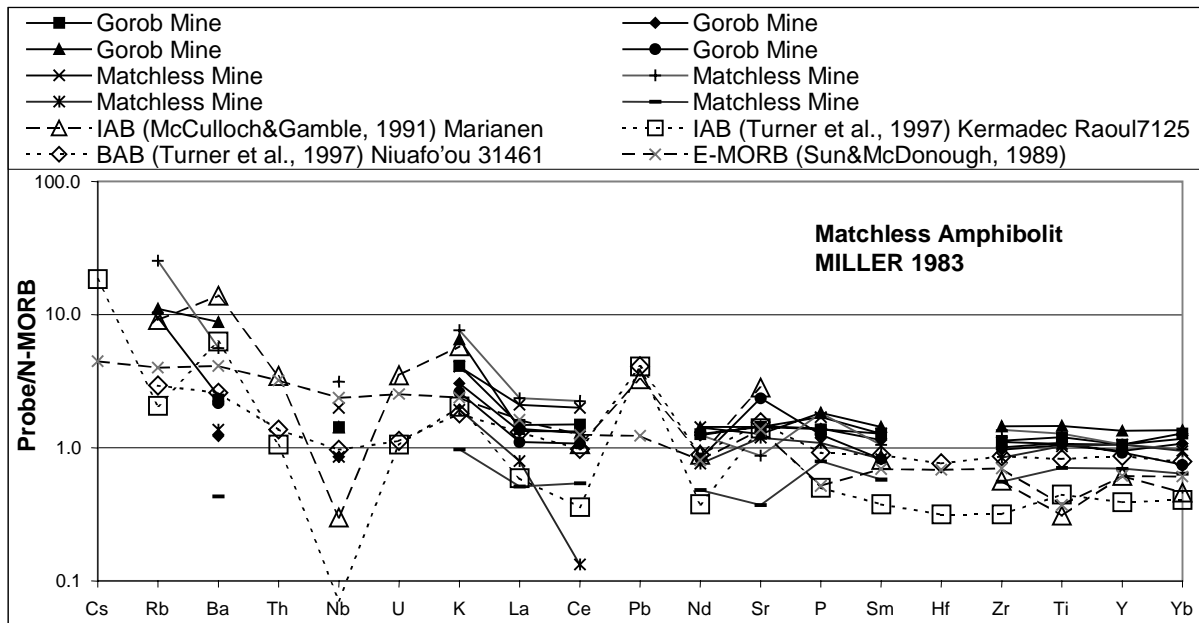


Abb. 9-21: Spiderdiagramm des Matchless Amphibolit, MILLER (1983a)

Die Proben des MA nach MILLER (1983a, Abb. 9-21) zeigen ebenfalls zwischen Rb und Ba einen stark abfallenden Trend. Nicht dargestellt sind die Proben mit Rb-Gehalten unterhalb der Nachweisgrenze von 2ppm, welche einen gegenläufigen Trend von Rb nach Ba erzeugen. Die negative Nb-Anomalie ist schwach ausgebildet. Die Signatur fällt von unterschiedlichen K-Werten nach La steil ab wie bei allen Proben des MA und verläuft dann nach Ce horizontal.

Das Verhalten des Sr ist indifferent und bildet sowohl einen positiven wie auch negativen Trend. Im Bereich der HFSE verläuft die Signatur parallel auf N-MORB Niveau.

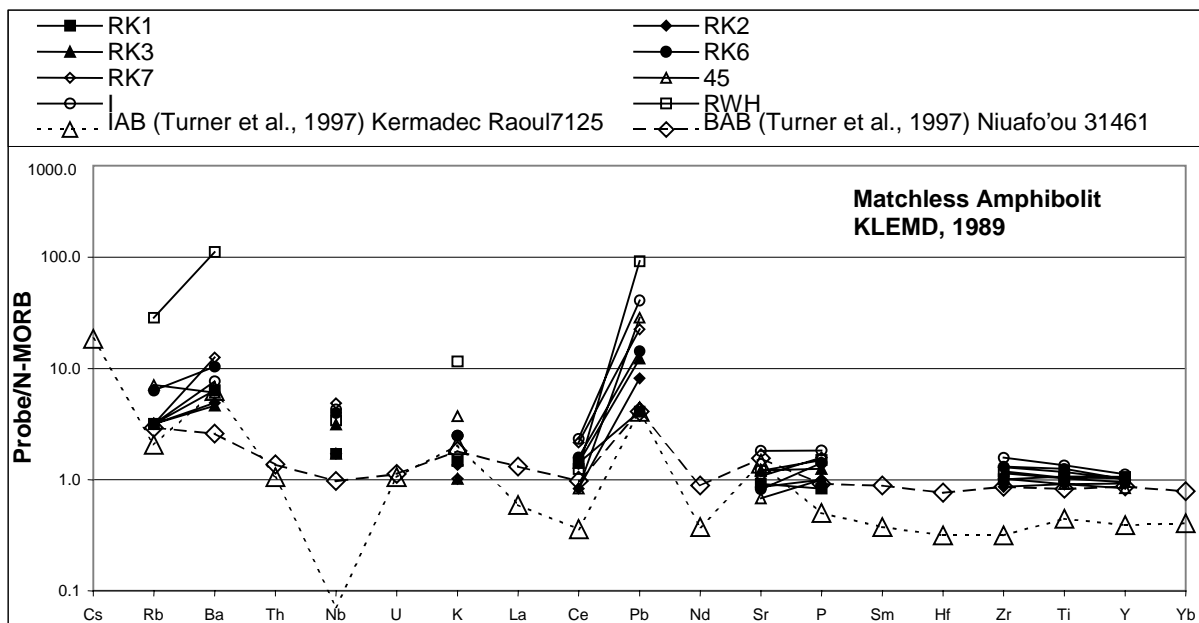


Abb. 9-22: Spiderdiagramm des Matchless Amphibolit, KLEMD et al. (1989)

Die Proben des MA nach KLEMD et al. (1989, Abb. 9-22) zeigen im Verlauf des Rb nach Ba einen steigenden Trend. Der Nb-Trog ist vermutlich schwach entwickelt. Die K-Werte streuen wie bei SCHMIDT & WEDEPOHL (1983) und MILLER (1983a) stark. Signifikant ist der steile Verlauf von Ce nach Pb mit normierten Werten des Pb mit 8- bis 100-facher Anreicherung zum N-MORB. Der rudimentäre Datensatz ergibt für die kompatibleren

Elemente einen subparallelen N-MORB Verlauf. Eine Anomalie im Sr oder P wie in den vorhergehenden Proben wird nicht beobachtet.

Durch den steigenden Trend zwischen Rb nach Ba sind diese Proben denen nach MILLER (1983a) ähnlich.

9.3.4 Diskussion

Die Amphibolite der Chuos Formation zeigen unterschiedlich starke Anreicherungen im Pb- und Sr-Gehalt sowie bei den HFSE Hf und Zr (Abb. 9-16). Durch das charakteristische Verhalten des Pb und Sr kann die Chuos Formation den Bildungsbedingungen eines back arc Milieu zugeordnet werden, auch wenn die typischen negativen Nb-Anomalien nur schwach ausgebildet sind. Die erhebliche Th-Anreicherung deutet auf eine ererbte krustale Komponente (HOFMANN, 1997). Die LILE sind in ihren Elementgehalten weitgehend gestört.

Die Probe Orumbungu (Abb. 9-19) stellt das Bindeglied zwischen glazigener Chuos Formation und der Entwicklung des Ozeanbeckens in Form des MA dar. Die Signatur verhält sich für Th, Pb, Nd, Sr und P ähnlich wie bei den Chuos Amphiboliten. Alle anderen inkompatiblen Elemente sind stärker angereichert als in der Chuos Formation. Speziell die HFSE liegen oberhalb der Gehalte der N-MORB-Zusammensetzung.

Auf Grund der SEE-Muster ist eine Interpretation als OIB möglich, es fehlen aber die signifikanten positiven Nb- und Ba-Peaks (HOFMANN, 1988) und die Abreicherungen für K und Th (SAUNDERS et al., 1992). Darüber hinaus zeigen OIB keine positiven Pb Anomalien, sondern zumeist eine Abreicherung dieses Elementes.

Eine negative Nb-Anomalie fehlt auch hier und beweist den geringen krustalen Einfluß auf die Magmen.

Mit zunehmender Annäherung an die Zusammensetzung der N-MORB in den SEE (Kapitel 10) nehmen die Gehalte der inkompatiblen Elemente in den Spiderdiagrammen ab (Abb. 9-18). Die LILE (Cs, Ba, Rb und K) zeigen geringfügige Anreicherungen während die Gehalte an Nb auf N-MORB Niveau abnehmen.

Die Peaks für Th, Pb, Nd bleiben erhalten während die Gehalte für das Sr abnehmen. Dies entspricht den Signaturen von BAB nach TURNER et al. (1997) und wird unterstützt von den in BAB häufig anzutreffenden Th-Anreicherungen (WILSON, 1989). Die nach STERN et al. (1990) für initiale BAB typischen Ti-Tröge sind nicht entwickelt was sich in den fehlenden positiven Eu-Anomalien der SEE bestätigt.

Die Proben des MA nach SCHMIDT & WEDEPOHL (1983, Abb. 9-20) ergeben ähnliche Trends bei stark schwankenden Werten des K. Im Bereich der HFSE sind die Anreicherungen mit der N-MORB Zusammensetzung identisch. Ein außergewöhnliches Merkmal stellt die negative P-Anomalie dar.

Die MA nach MILLER (1983a, Abb. 9-21) sowie KLEMD et al. (1989, Abb. 9-22) zeigen gegenläufige Entwicklungen im Rb-Ba Trend. Für K und Nb ergeben sich ähnliche, stark schwankende Anreicherungen. Trotz der deutlich entwickelten positiven Pb-Anomalie entwickelt sich bei KLEMD et al. (1989) kein korrespondierender Sr-Peak wie bei den MA nach MILLER (1983a). Die HFSE beider Autoren liegen parallel zum und im Niveau des N-MORB.

Die Platznahme der Chuos Formation und der Matchless Amphibolite findet im Khomas Trog nacheinander statt. In Vergesellschaftung mit den Chuos Amphiboliten stehen klastische Schüttungen, während die MA bereits eine vollmarine Situation auf Grund ihrer geochemischen Daten zeigen. Diese Entwicklung des sich öffnenden Khomas Meeres können an Hand der Amphibolite belegt werden.

Die frühen Chuos Amphibolite zeigen geringfügige Merkmale der Kruste mit niedrigen Anreicherungen an Th, Pb und Sr. Eine negative Nb-Anomalie, die eine sichere Krustenabstammung belegt, fehlt vollständig. Die Assimilation der Amphibolite mit bereits in Subduktionsvorgängen hochfraktionierten Gesteinen ist also gering.

Die MA Probe von Farm Orumbungu (Abb. 9-19) ist in der SEE-Signatur einer IAB Genese zuzuordnen, entwickelt im Spiderdiagramm aber nicht die typische Signatur mit negativen Nb und Ti-Anomalien, sondern entwickelt ausschließlich Peaks im Pb- und Sr-Gehalt.

Die MA mit den N-MORB SEE-Mustern hingegen zeigen bereits eine eigenständige BAB-Signatur, welche nicht mehr die Anreicherungsmuster von Subduktionsvorgängen beinhalten. Bis auf die Th- und Pb-Anomalie sind abgesehen von den mobilen LILE die Elementgehalte identisch mit N-MORB.

Bei einer Öffnung des Khomas Meeres mit einer Breite von mehreren hundert Kilometern wie von KUKLA (1992) postuliert sind solche krustalen Anomalien nicht zu erwarten. Die Inselbogensignatur nimmt nach FRYER et al. (1990) bei den initialen BAB zu den späten BAB ab, welche dann in eine MORB Signatur übergeht. Auf Grund der Anreicherungen an Pb und Th kann der Einfluß und Anteil der Mantelquelle an diesen an Hand der SEE-Muster vermeintlich späten Basalte nicht groß gewesen sein.

Der Hartelust Ignimbrit entwickelt eine völlig abweichende Signatur mit negativen Anomalien des Sr, P und Ti bei hohen Anreicherungsfaktoren aller anderen Elemente. Eine Kogenese mit den Chuos oder Matchless Amphiboliten ist danach auszuschließen.

10 Seltene Erden Elemente (SEE)

Die inkompatiblen SEE reichern sich bei Fraktionierungsvorgängen in den Schmelzen an. Sie korrelieren z.B. direkt mit den Elementgehalten von MgO , SiO_2 , Zr.

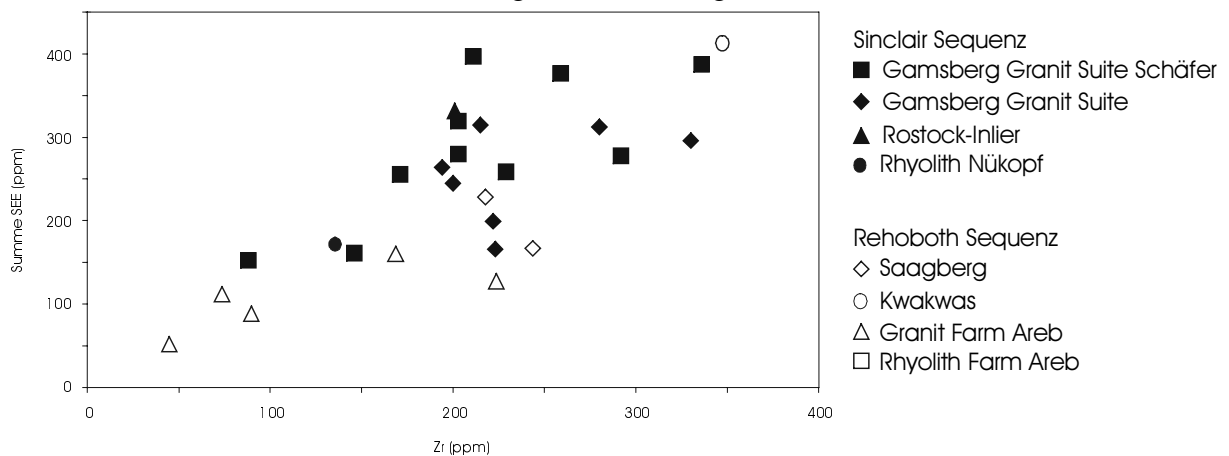


Abb. 10-1: Summe der SEE vs. Zr der sauren Magmatite der Rehoboth und Sinclair Sequenz

Die Magmatite der Rehoboth Sequenz verlaufen mit einem deutlich positiven Trend bei guter Korrelation von den Proben auf Farm Areb mit anwachsendem SEE-Gehalt in den Proben vom Saagberg bis zu der höchsten SEE-Summe der Kwakwas Probe (Abb. 10-1).

Die Gesteine der Sinclair Sequenz, welche überwiegend aus dem Bereich des Gamsbergs stammen, zeigen einen schlecht korrelierten positiven Trend in dem sich auch der Rhyolith von Farm Areb und eine Probe vom Rostock Inlier einfügen. Der undeutliche Trend für die SEE-Gehalte innerhalb der GGS ist auf Magmamixingprozesse während der Platznahme zurückzuführen.

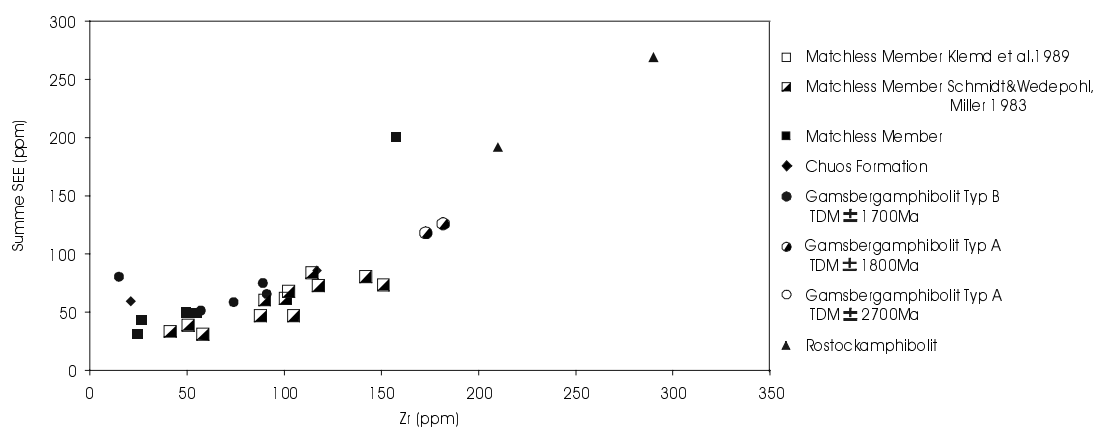


Abb. 10-2: Summe der SEE vs. Zr, Basite

In Abb. 10-2 korrelieren die Gehalte an Zr positiv mit den Werten für die Summe der SEE. Die Anreicherung ist in den späten Sinclairamphiboliten wie in der Chuos und Kuiseb Formation ähnlich entwickelt. Die Summe der SEE des MM von Farm Orumbungu sowie die der Rostockamphibolite weichen erheblich von diesem Fraktionierungstrend ab und werden einer anderen Genese zugerechnet.

10.1 Rehoboth Sequenz

10.1.1 Granite

Proben dieser Lithologie stammen vom Saagberg in der Nähe von Solitaire und vom Kwakwas Rivier. In Abb. 10-3 zeigen die beiden Proben vom Saagberg eine für die obere Kruste typischen Verlauf mit angereicherten leichten seltenen Erden Elementen (LSEE) und einer schwachen negativen Europiumanomalie. Die Probe vom Kwakwas Rivier ist in der Signatur besonders in den schweren seltenen Erden Elementen (SSEE) stärker angereichert und in der Europiumanomalie ausgeprägter. Charakteristisch ist der steile Verlauf der LSEE und die flache Lage der SSEE. Als Vergleich ist die Signatur der oberen Kruste nach TAYLOR & McLENNAN (1985) eingefügt.

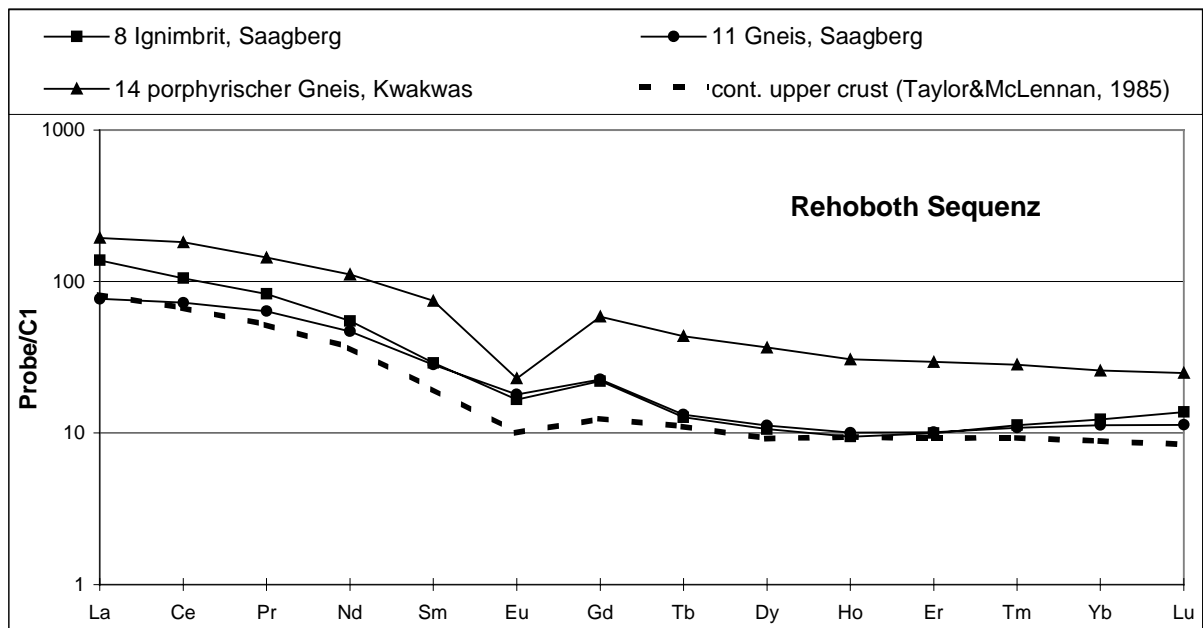


Abb. 10-3: SEE-Signaturen der Proben der Rehoboth Sequenz, diese Arbeit

Probenmaterial aus der Arbeit BÖHM (1998, Abb. 10-4) zeigt eine wesentlich geringere Fraktionierung bei ähnlich steilen LSEE und flachen SSEE Signaturen. Bis auf die Granite 3 und 5 des PIC verfügen alle Muster über eine deutlich ausgeprägte Europiumanomalie. Die Anreicherung liegt im Gegensatz zu Abb. 10-3 zum Großteil unterhalb der der oberen Kruste nach TAYLOR & McLENNAN (1985).

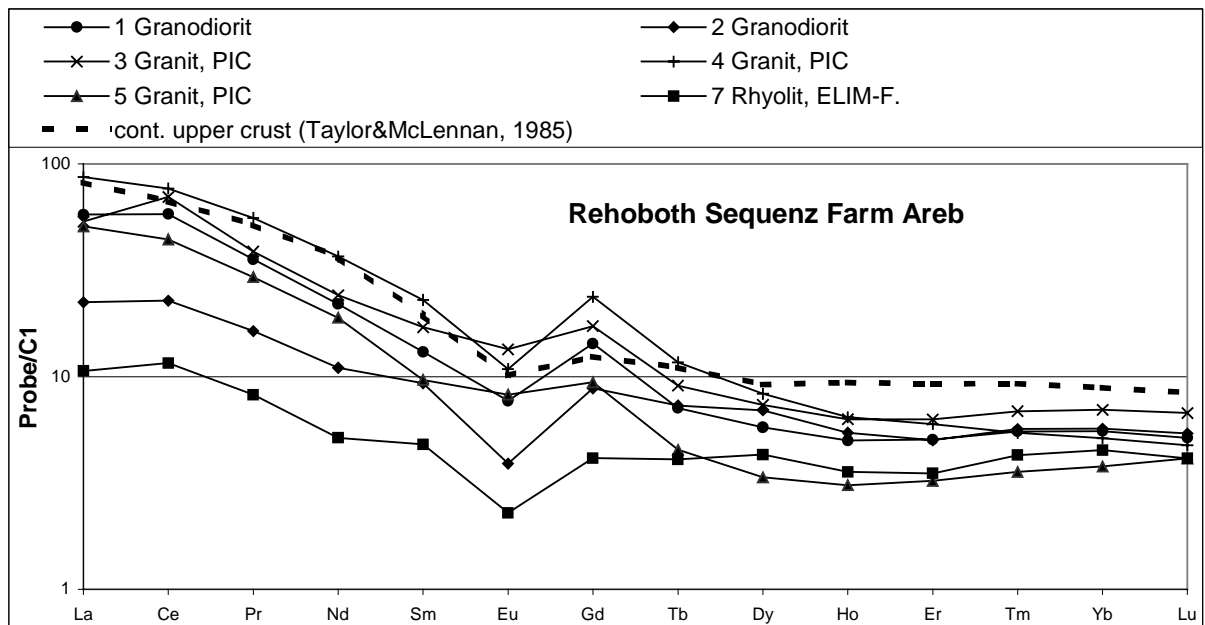


Abb. 10-4: SEE-Signaturen der magmatischen Rehoboth Sequenz der Farm Areb nach BÖHM (1998)

Die Rehoboth Sequenz zeigt deutlich erhöhte Anreicherungen im Bereich der LSEE, was auf eine Fraktionierung von Olivin, Ortho- oder Klinopyroxen zurückzuführen ist. Die ausgeprägten Europiumanomalien sind Zeichen für eine Plagioklasfraktionierung in der Quelle. Die Eu^* -Werte sind sich mit 0,35-0,71 (diese Arbeit) und 0,4-0,9 (BÖHM, 1998) ähnlich. Flache Signaturen bei den SSEE deuten auf Granat und Zirkonausscheidung. Die Summe der SEE variiert zwischen 167-416ppm (diese Arbeit) und 27-160ppm (BÖHM, 1998). $(La/Yb)_N$ Werte 2,7-16,9 (BÖHM, 1998) und 6,8-11,2 (diese Arbeit). Auf Grund der Gehalte an SEE ist ein geringerer Fraktionierungsgrad im Bereich der Farm Areb anzunehmen. Die Magmaquelle zeigt für den Bereich der Farm Areb (BÖHM, 1998) eine ausgeprägtere Fraktionierung zwischen La und Yb.

10.1.2 Rostockamphibolite

Die Rostockamphibolite zeigen eine deutliche Anreicherung in den leichten SEE. An die leichte negative Europiumanomalie schließt sich trotz der geringen Datenmenge eine erkennbare Verflachung der Signatur an.

Für den mit der U/Pb-Methode auf ein prä-Damara Alter datierten Amphibolit der Farm Klein Chausib ergibt sich ein nahezu identischer Kurvenverlauf, bei welchem die SSEE geringfügig abgereicherter sind.

Die Rostockamphibolite sind der SEE-Signatur nach einem IAB zuzuordnen, da die OIB in den SSEE stärker abgereichert sind (siehe Abb. 10-5). Auf Grund der eingeschränkten Datenmenge ist diese Zuordnung nur als vorläufig anzusehen, da sich eine Abweichung von den Literaturwerten im Gd-Gehalt anzudeuten scheint, welche sich aber an Hand der restlichen unbestimmten Elemente nicht verifizieren läßt.

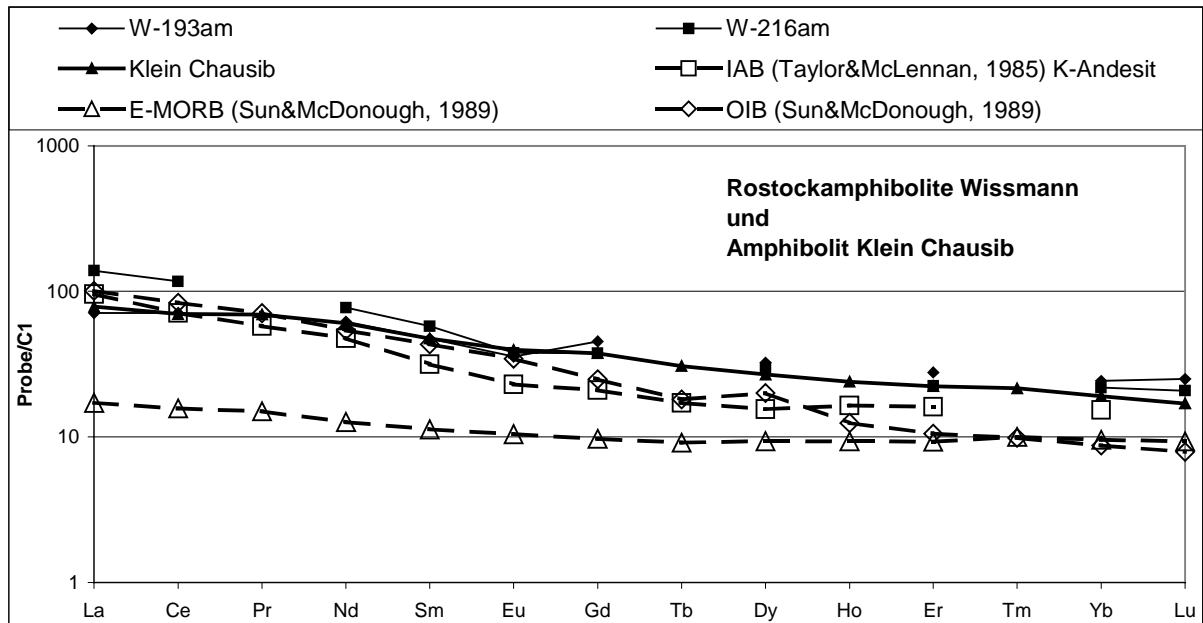


Abb. 10-5: SEE-Verteilung der Rostockamphibolite (WISSMANN, unveröff.) und prä-Damara Amphibolit Klein Chausib

Der Kurvenverlauf des Klein Chausib Amphibolit zeigt den typischen Einfluß von Subduktionsvorgängen mit angereicherten LSEE und abgereicherten SSEE.

10.1.3 Amphibolite Farm Areb

Metabasite des Rostock Inliers und von Farm Areb sind nach Datierungen von HILKEN (1998) und NAGEL et al. (1996) zeitgleich und in die Rehoboth Sequenz einzustufen. Die Amphibolite der Farm Areb zeigen eine Anreicherung zu C1 von etwa 10-40, verlaufen subparallel zueinander und sind in ihren LSEE angereichert. Amphibolite des Rostock zeigen mit Anreicherungen von etwa 100 zu C1 bei den LSEE eine stärkere Fraktionierung und sind in den SEE deutlich oberhalb der Amphibolite der Farm Areb angesiedelt. Darüber hinaus verfügen sie über eine Europiumanomalie.

Der Kurvenverlauf der SSEE ist abgeflacht und zeigt eine Anreicherung zu C1 von 5-10. Auffällig ist die Übereinstimmung der Kurvenverläufe zu den Proben vom Rostock Inlier und von Klein Chausib.

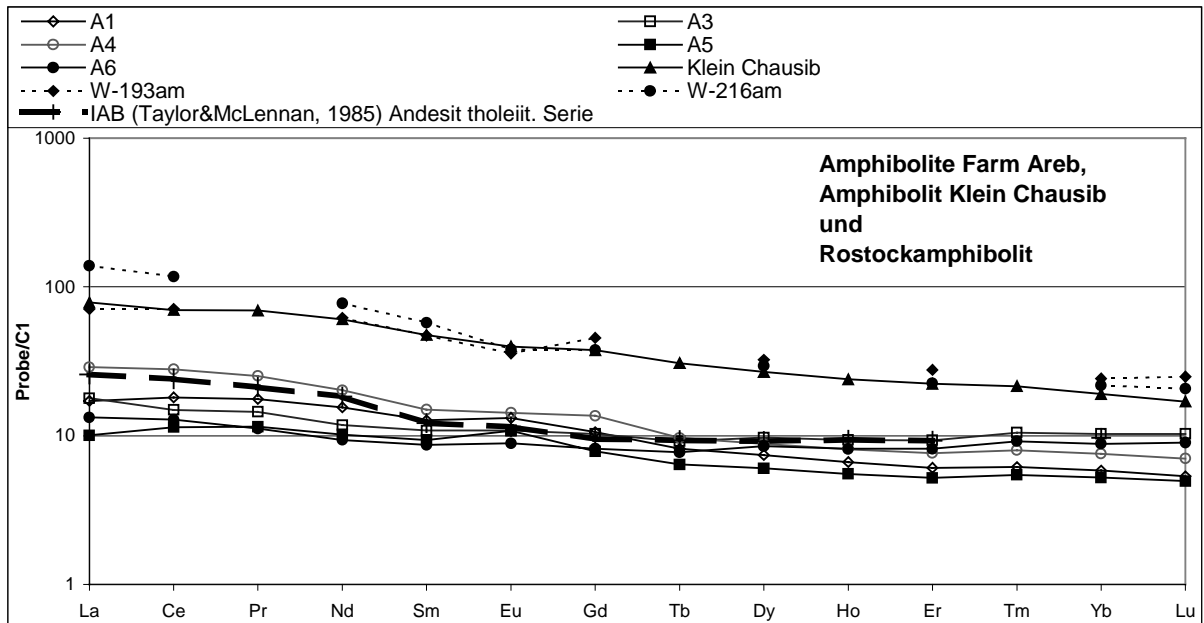


Abb. 10-6: SEE-Verteilung der Back Arc Amphibolite Farm Areb (BÖHM, 1998), des Rostock Inlier (WISSMANN, unveröff.) und von Klein Chausib

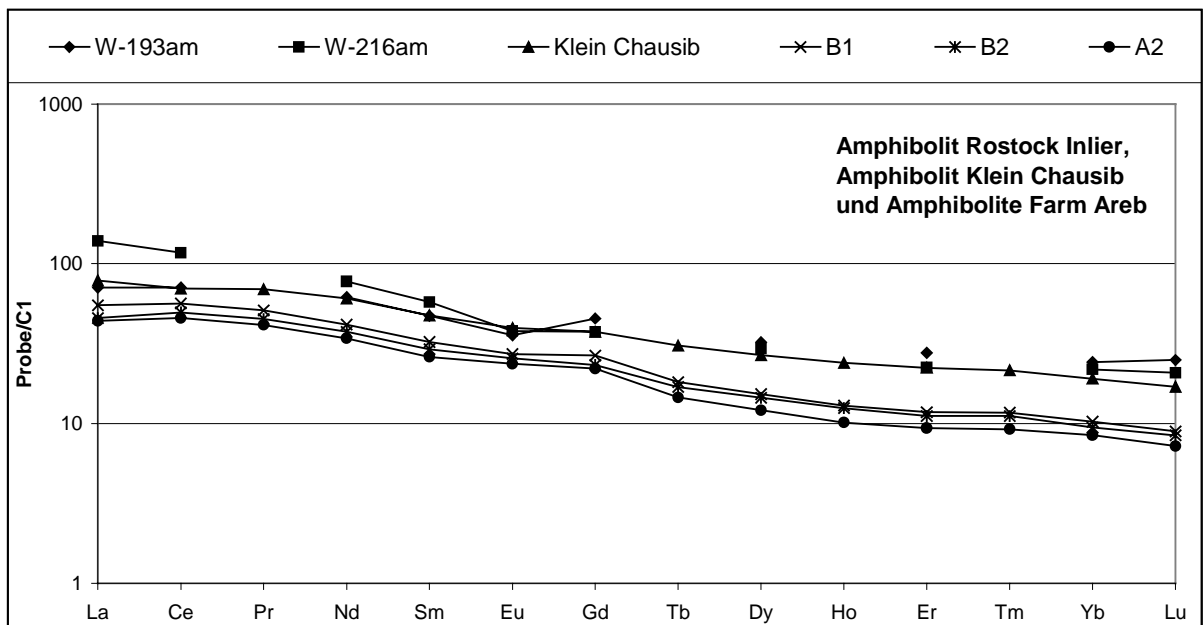


Abb. 10-7: SEE-Verteilung der OI Amphibolite Farm Areb (BÖHM, 1998), des Rostock Inlier (WISSMANN, unveröff.) und von Klein Chausib

10.2 Sinclair Sequenz

10.2.1 Rostock Inlier

Durch die Datierung der Probe Farm Rostock ist dieses Material in die Sinclair Sequenz einzustufen. Die SEE Signatur (Abb. 10-8) weist eine Anreicherung der LSEE, eine Europiumanomalie und einen nahezu ebenen SSEE-Verlauf. Wie in den nachfolgenden Proben der GGS ist das Material höher fraktioniert als die obere kontinentale Kruste.

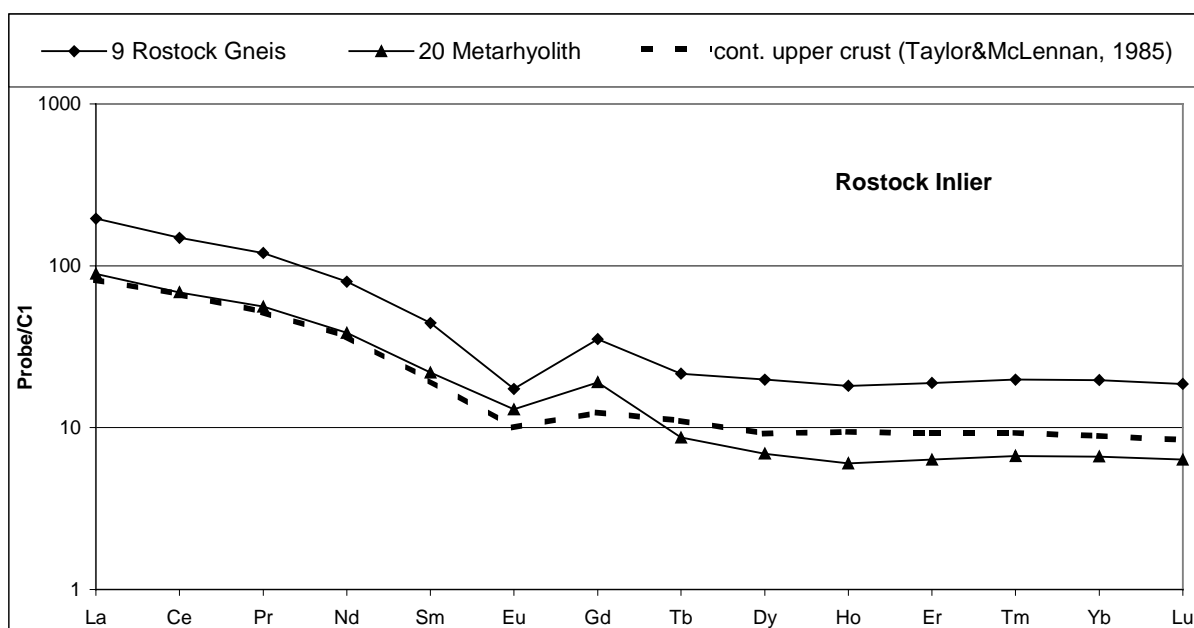


Abb. 10-8: SEE-Signaturen des Rostock-Inlier, Einheiten der Sinclair Sequenz

10.2.2 Gamsberg Suite

Das Probenmaterial stammt aus dem Umfeld der Typlokalität im Bereich des Gamsbergs. In Abb. 10-9 zeigt sich eine hohe Anreicherung an LSEE, welche steil in Richtung einer negativen Europiumanomalie abfällt sowie die flache SSEE Verteilung, wie sie auch in der oberen Kruste nach TAYLOR & McLENNAN (1985) ausgeprägt ist. Von diesem Muster hebt sich die Probe 13 eines Rhyolithen ab, der nach Bestimmung des Uran/Blei-Alters nach WENDT (1984) ein deutlich höheres Alter von 1880Ma aufweist. Die Fraktionierung ist bedeutend geringer ausgeprägt als bei dem Hauptteil der Proben der Gamsberg Suite, die Europiumanomalie fehlt fast vollständig und der Verlauf der SSEE ist niedriger. Der porphyrische Rhyolith (RNA6) mit konsistenten U/Pb-Altern von 1095Ma/1099Ma hat die stärkste Europiumanomalie. Dieser Rhyolith verhält sich im Verlauf der SSEE und LSEE wie der Hauptteil des Probenmaterials.

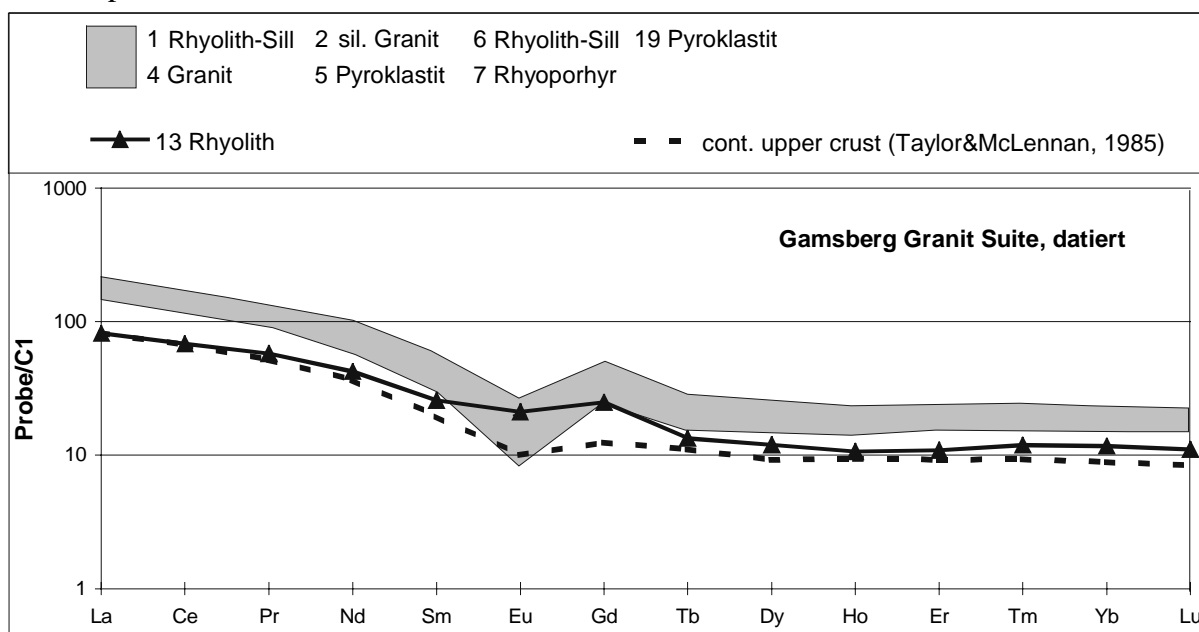


Abb. 10-9: SEE-Signaturen der Gamsberg Granit Suite, datierte Proben

Zur Erweiterung der Datenbasis werden die geochemischen Daten der GGS von SCHÄFER (1997) herangezogen. Es zeigen sich keine signifikanten Abweichungen zu den datierten Proben, so daß eine ähnliche Genese und Altersstellung der Gesteine wahrscheinlich ist (Abb. 10-10).

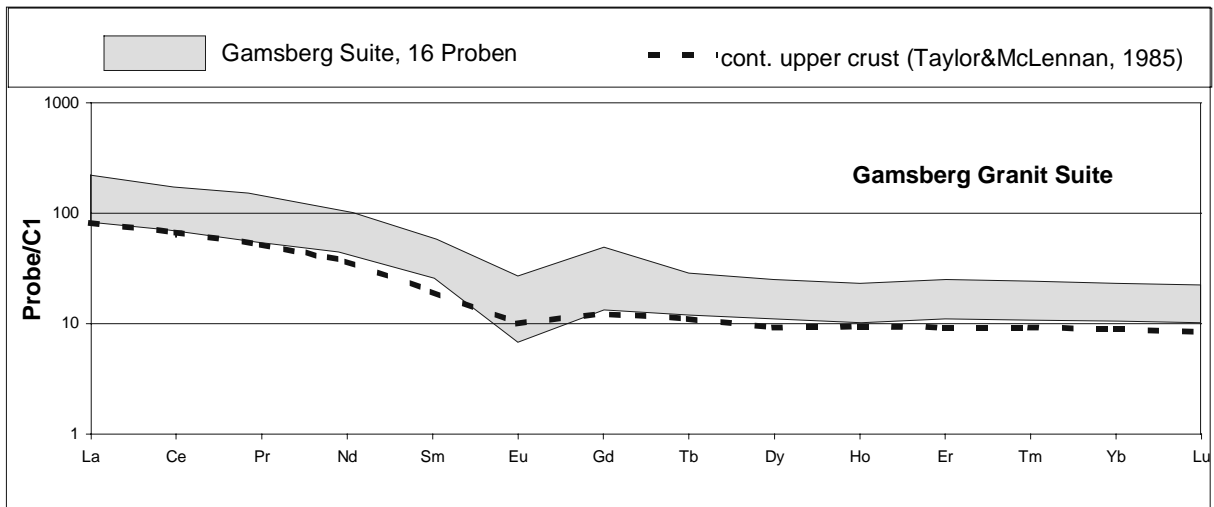


Abb. 10-10: SEE-Signaturen der Gamsberg Granit Suite

Der Metadazit (Probe2) ist durch starke Verkieselungsvorgänge im Vergleich zur üblichen Signatur nicht beeinflusst. Die Gehalte der SSEE sind von den postkristallinen Vorgängen nicht betroffen und entsprechen dem typischen GGS-Muster.

Eine Probe der Farm Areb (BÖHM, HILKEN, 1998), welche mit einem U/Pb-Alter von 1221Ma der Sinclair Sequenz angehört, zeigt die für diese Sequenz typische hohe Anreicherung im Bereich der LSEE, eine Europiumanomalie und den flachen Verlauf der SSEE (Abb. 10-11). Die Fraktionierung ist insgesamt im Vergleich mit den Proben vom Gamsberg deutlich geringer.

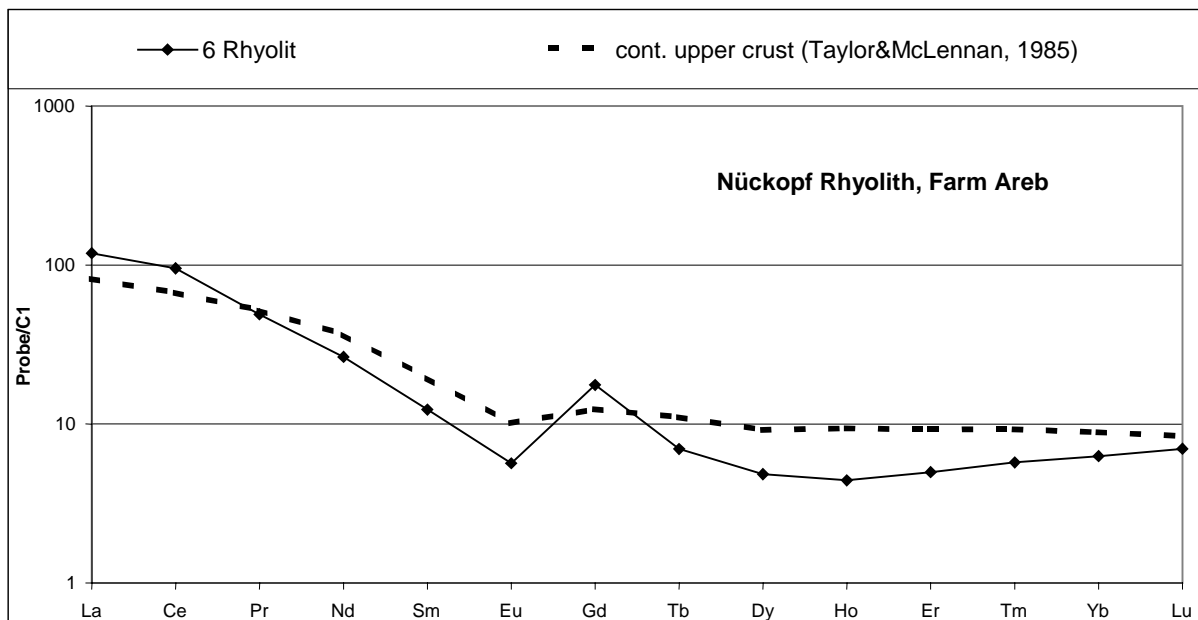


Abb. 10-11: SEE-Signaturen Farm Areb (Nückopf Formation)

Die Proben der GGS zeigen ähnliche Muster wie der Rehoboth Sequenz. Die Anreicherung im Bereich der LSEE wird durch Olivin, Ortho- und Klinopyroxen, die Europiumanomalie durch die Plagioklasfraktionierung und die abgereicherten SSEE hervorgerufen durch die

Fraktionierung von Granat oder Zirkon. Die Summe der SEE variiert von 175ppm bei BÖHM (1998) über 166-315ppm bei SCHÄFER (1997) bis zu 259-433 (diese Arbeit). Die Europiumanomalien bilden Verhältnisse von 0,4 BÖHM (1998), 0,33-0,68 SCHÄFER (1997) bis hin zu 0,3-0,83 (diese Arbeit). Die La/Yb-Verhältnisse variieren zwischen 18,9 BÖHM (1998), 7,3-10,8 SCHÄFER (1997) bis hin zu 7-11,6 (diese Arbeit).

10.2.3 Amphibolite des Gamsbergs

Die Amphibolite des Typ A und B, die die GGS durchschlagen sind an Hand der Signatur im Bereich der SSEE deutlich voneinander abzugrenzen (KÜSTER, 1996). Die LSEE des Typ A sind stärker angereichert als die des Typs B (Abb. 10-12). Die Proben P1 und P2 des Amphibolit Typ A stammen aus einer anderen Magmenquelle und verlaufen in der Signatur deutlich abweichend, trotz der ähnlichen T_{DM} -Alter.

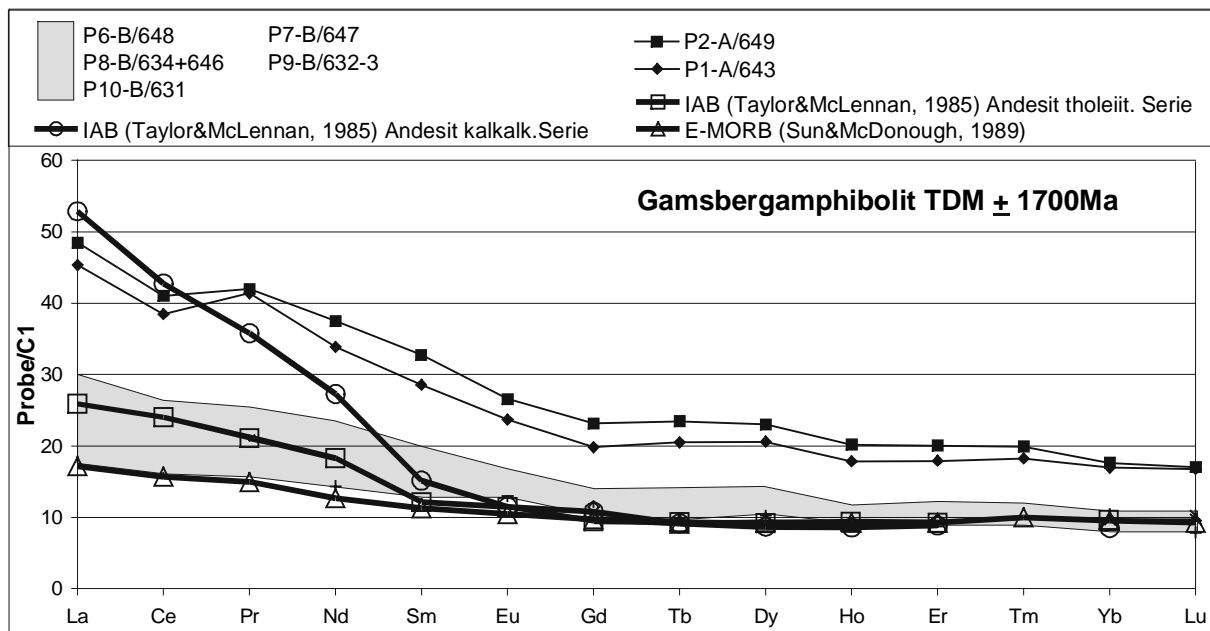


Abb. 10-12: SEE-Signaturen der Amphibolittypen A und B $T_{DM} \pm 1727Ma$ (KÜSTER, 1996)

Eine leichte Erhöhung der LSEE und eine schwache Abreicherung bei den SSEE zeigen beide Amphibolittypen. Eine Unterscheidung von Typ A und B ist nur auf Grund der unterschiedlichen Summe der SEE möglich, da der Amphibolit Typ A mit 85-129ppm mehr SEE beinhaltet als der Typ B mit 52-80ppm. Die Eu^* Verhältnisse beim Typ A variieren von 0,89-1,02, die bei Typ B von 0,99-1,17. Typ B zeigt überwiegend positive Europiumanomalien. Das La/Yb Verhältnis ist schwach ausgebildet mit Werten von 1,7-2,7 beim Typ A und 2,2-2,8 beim Typ B.

Die Amphibolite mit einem DM-Alter von etwa 1727Ma sind in zwei Gruppen zu unterteilen. Die erste Gruppe bestehend aus zwei Proben des Typ A zeigt dem einer kalkalkalischen IAB Serie ähnlichen Verlauf, ist in den SSEE aber angereichert. Die zweite Gruppe besteht aus Probenmaterial des Typ B. Diese sind einer E-MORB Zusammensetzung ähnlich, entsprechen aber mit den angereicherten LSEE einem tholeiitischen IAB.

In Abb. 10-13 sind die Signaturen der Gamsbergamphibolite mit einem DM-Alter von 1700Ma gemeinsam mit den Amphiboliten mit einem DM-Alter von etwa 2700Ma (P3 und P4) dargestellt. Die Anreicherung der LSEE unterscheidet sich von denen der 1700Ma Alter und ist parallel im Bereich der SSEE des Typ A.

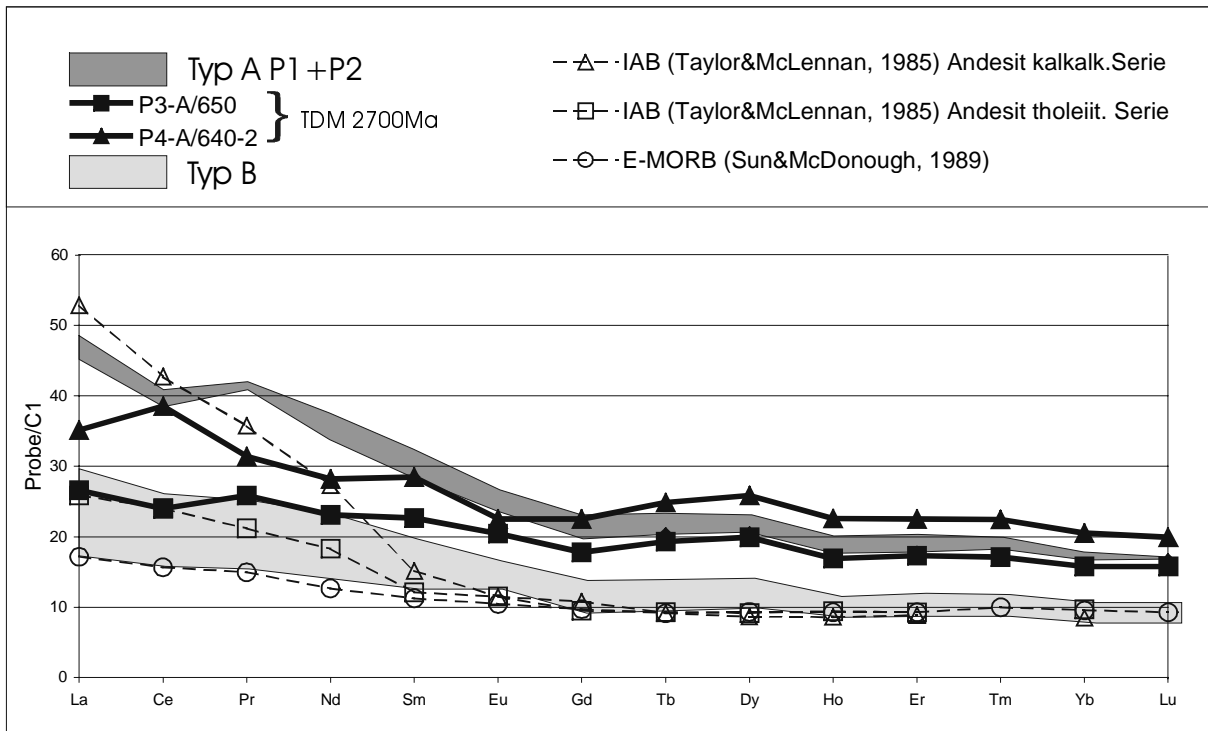


Abb. 10-13: SEE-Signaturen der Gamsbergamphibolittypen A und B (KÜSTER, 1996)

Eine Zuordnung der Proben P3 und P4 mit einem T_{DM} -Alter von etwa 2700 Ma ist an Hand der Literaturwerte nicht möglich. Die SSEE sind ähnlich einem N-MORB stark angereichert, während die LSEE einem Differenzierungsgrad von kalkalkalischen bis tholeiitischen IAB entsprechen.

10.3 Damara Sequenz / Swakop Group

10.3.1 Chuos Formation

Die Proben der Chuos Formation sind im Bereich der LSEE leicht angereichert, zeigen keine Europiumanomalie und sind an SSEE abgereichert (Abb. 10-14). Der Fraktionierungsgrad zwischen La/Yb ist mit 1,6 bzw. 4,5 sehr unterschiedlich. Der Wert für Eu^* beträgt 1,04 bzw. 1,07 und steht damit im Trend der Fraktionierung entgegen. Der Gesamtgehalt an SEE ist mit 86 bzw. 59 ppm gering.

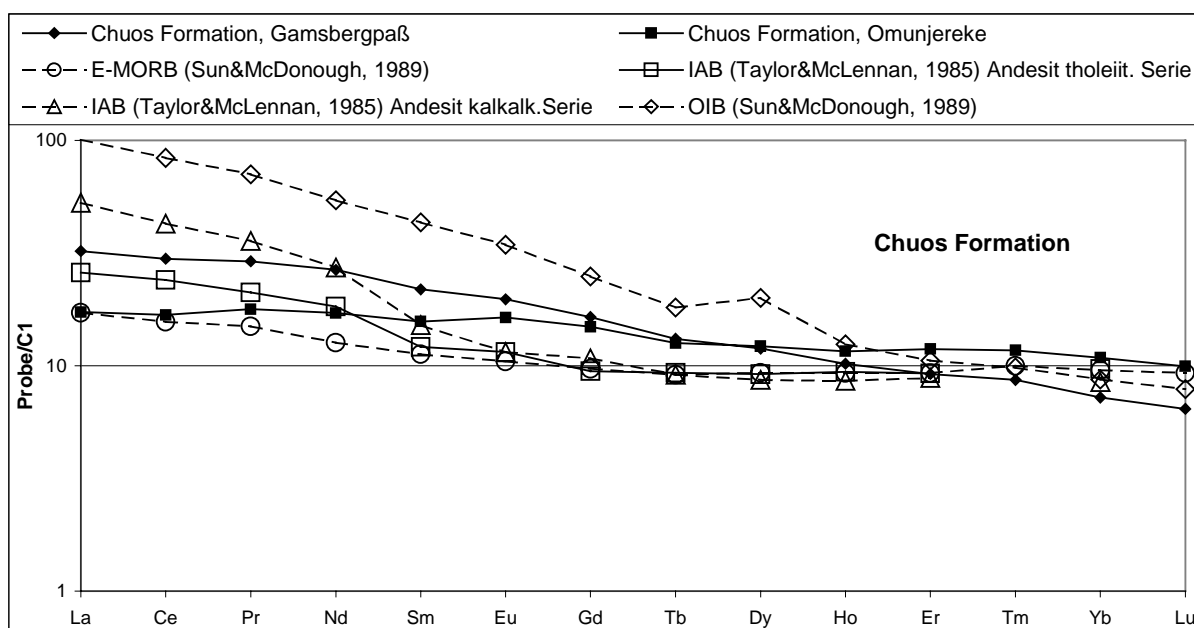


Abb. 10-14: SEE-Signaturen der Chuos Formation

Wie bei den Signaturen der Gamsbergamphibolite sind die LSEE angereichert und zeigen damit den Einfluß von Subduktionsvorgängen. Die Signaturen der Chuos Proben unterscheiden sich von den IAB nach TAYLOR & McLENNAN (1985) durch eine flachere Steigung bei den LSEE und eine deutlich größere Abreicherung der SSEE. Die größere Abreicherung der SSEE in den Proben der Chuos Formation findet sich in den OIB nach SUN & McDONOUGH (1989).

10.3.2 Vaalgras Subgroup / Hartelust Ignimbrit

Beide Signaturen stammen aus der gleichen Einheit von unterschiedlichen Lokalitäten. Es ist eine gravierende Abweichung untereinander bei den Europiumanomalien sowie im Verlauf der SSEE erkennbar (Abb. 10-15). Die Referenzsignatur der oberen Kruste ist in allen Bereichen deutlich geringer fraktioniert. Die Ignimbrite der Hartelusteinheit stellen die am höchsten fraktionierte Einheit dar.

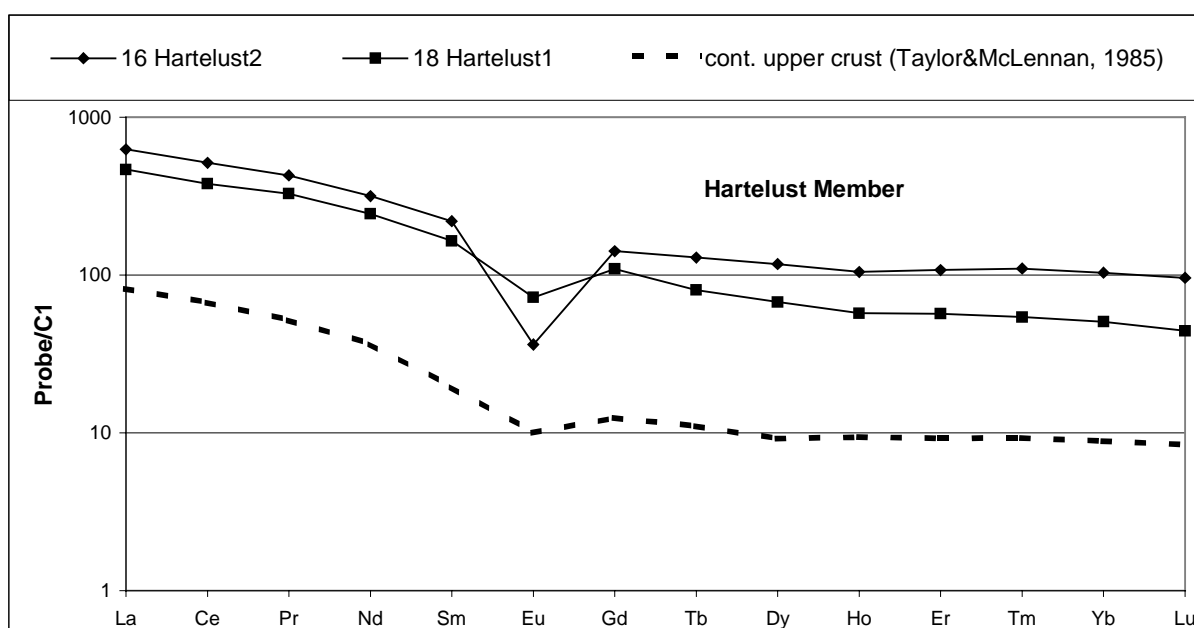


Abb. 10-15: SEE-Signaturen des Hartelust Ignimbrit

Wie bei den Einheiten der Rehoboth- und der Sinclair Sequenz sind die LSEE angereichert, während die SSEE im Trend abgereichert sind. Die Europiumanomalie ist mit Werten von 0,21 bzw. 0,54 deutlich. La/Yb Verhältnisse von 6,1 bzw. 9,2 liegen im Bereich der vorhergehenden Sequenzen. Der Gesamtgehalt der inkompatiblen SEE mit 1288 bzw. 896ppm zeichnet dieses Material als hoch fraktioniert aus.

10.3.3 Kuiseb Formation / Matchless Member / Matchless Amphibolit

Die SEE-Verteilung der Matchless Amphibolite zeigt SCHMIDT & WEDEPOHL (1983) ein dem N-MORB (Probe Wede 3+5) bzw. E-MORB (Proben Wede1+4) subparalleles Muster (Abb. 10-16) im Bereich der Elemente Nd, Sm, Eu. Der Anreicherungsfaktor der LSEE liegt deutlich unterhalb der für kalkalkalischen IAB zu erwartenden.

Außergewöhnlich im Bereich der SSEE ist der Ho, Er und Tm Trog der Probe Wede1 und die großen Variationsbreiten für das Lu.

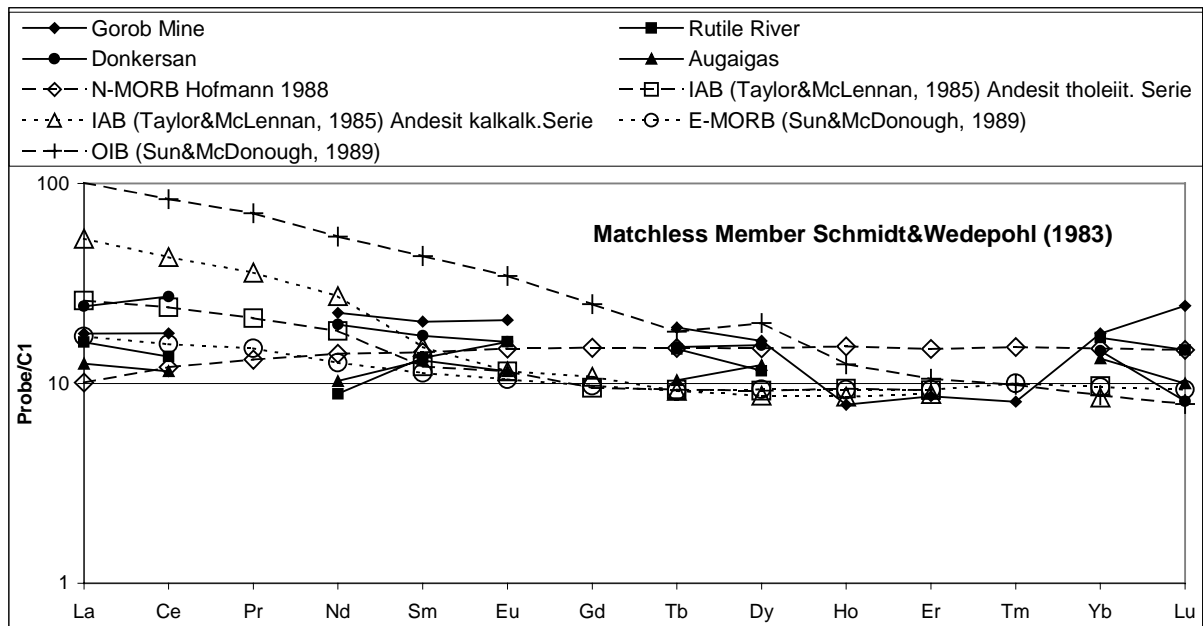


Abb. 10-16: SEE-Signatur des Matchless Amphibolit aus SCHMIDT & WEDEPOHL (1983)

Auf Grund der geringen Datenmenge lässt sich mit den Werten nach SCHMIDT & WEDEPOHL (1983) keine endgültige Zuordnung des Matchless Members durchführen.

In Abb. 10-17 sind SEE-Daten nach MILLER (1983a) dargestellt. An diesen lässt sich deutlich die Heterogenität innerhalb des Members erkennen. Im allgemeinen Trend folgen die Proben dem Verlauf eines N-MORB. In diesem Fall nimmt die Anreicherung von den LSEE in Richtung der SSEE zu.

Probe 66 und 67 hingegen sind in den LSEE angereichert und entsprechen damit einem tholeiitischen Andesit nach TAYLOR & McLENNAN (1985). IAB einer tholeiitischen Sippe und ausgeprägter die einer kalkalkalischen Serie sind stärker im Bereich der LSEE angereichert und im Bereich der SSEE deutlicher abgereichert. In der Signatur der Probe 66 und schwächer entwickelt in Probe 67 findet sich eine negative Eu-Anomalie. Für die SSEE hingegen ergibt sich untypische Anreicherung und eine Übereinstimmung der Signatur mit einem N-MORB.

Im Trend sind die Signaturen parallel zur mittleren MORB Zusammensetzung. Die Summe der SEE liegt zwischen 31-85ppm, die Europiumanomalie bei 0,6-1,0 und das La/Yb Verhältnis bei 0,5-1,7.

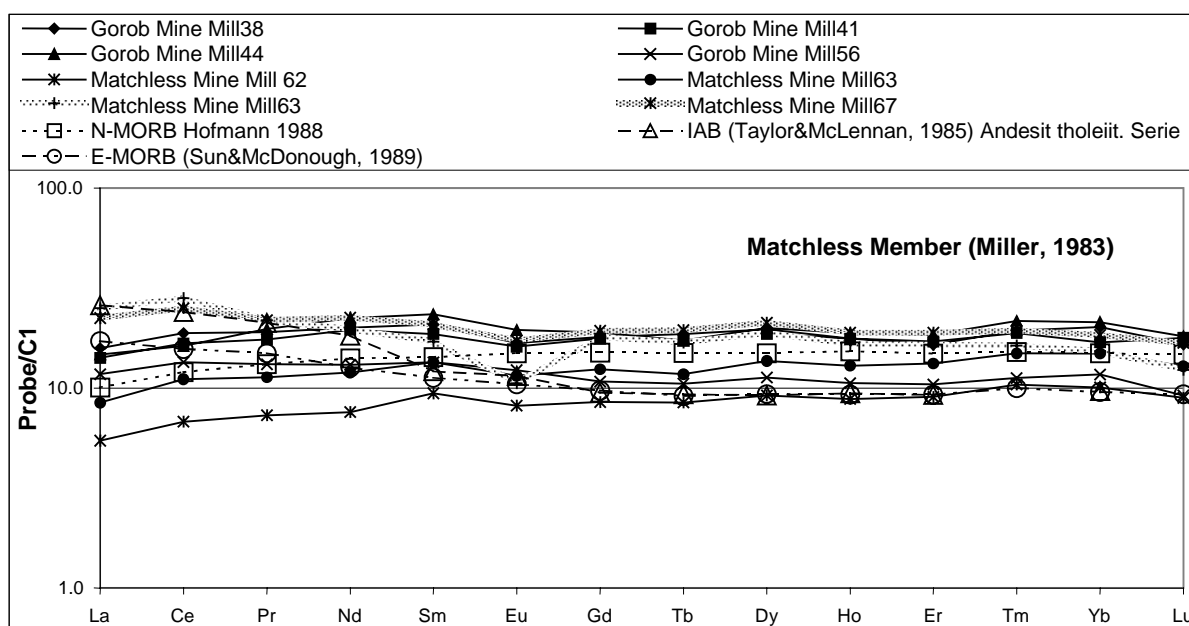


Abb. 10-17: SEE-Signatur des Matchless Amphibolit aus MILLER (1983)

Probenmaterial, an welchem Rb/Sr und Sm/Nd-Untersuchungen ausgeführt wurden (Kapitel 12) sind ebenfalls in der Signatur uneinheitlich (Abb. 10-18). Die Summe der SEE liegt zwischen 31-50, Probe Orumbungu 200 ppm, der Wert für Eu* bei 0,9-1,1, Probe Orumbungu 1, das La/Yb Verhältnis zwischen 0,6-1,4, Probe Orumbungu 6,6.

Im Vergleich mit Literaturdaten sind die Proben von Farmhaus Okuje und Mecklenburg einem N-MORB zuzuordnen. Probe Otjikundua ist in den SSEE abgereichert und entspricht einem insgesamt abgereicherten E-MORB. Probe Orumbungu hat eine starke Anreicherung der LSEE erfahren verläuft damit subparallel zu einem IAB (K-Andesit nach TAYLOR & McLENNAN, 1985), entspricht im Fraktionierungsgrad auch einem OIB nach SUN & McDONOUGH (1989).

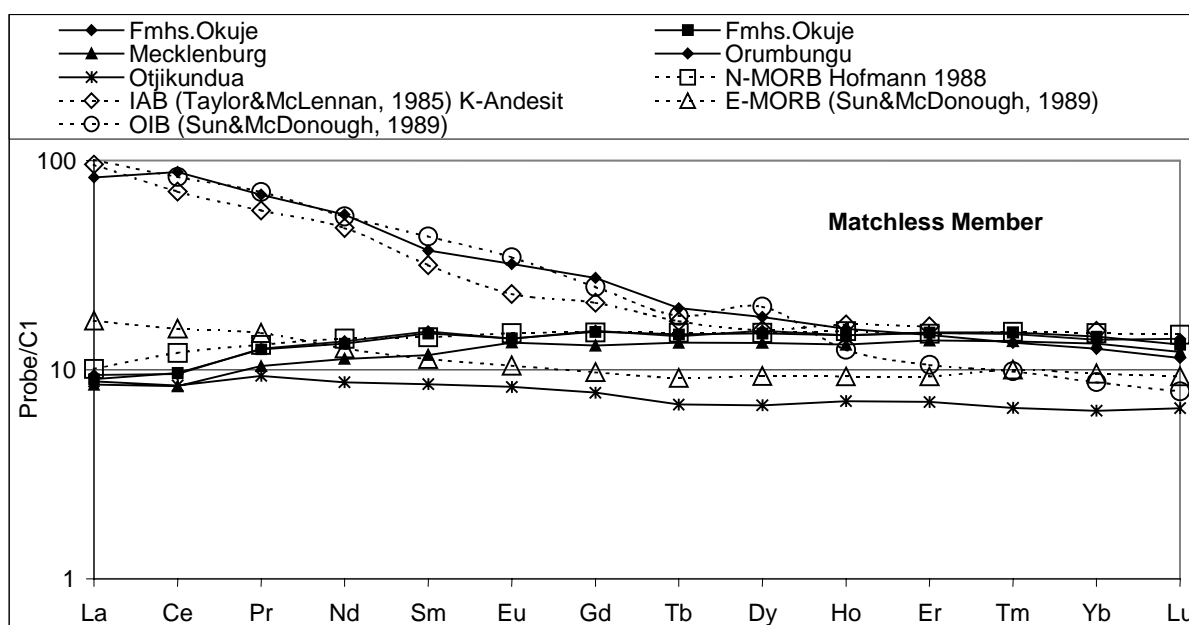


Abb. 10-18: SEE-Verteilung der Matchless Amphibolite (VIETOR, unveröff.)

Eine Korrelation des SEE-Muster und T_{DM} -Altern ist nicht möglich.

10.4 Interpretation der Basite

Basite gelten im allgemeinen als gering differenziert und stellen somit das Ausgangsmagma in nächster Näherung dar. Dies unterscheidet sie von meist hoch differenzierten intermediären bis sauren Gesteinen.

Ob die beprobten Gamsbergamphibolite der späten Sinclair Sequenz in Zusammenhang mit dem initialen Rifting des Damara Orogens stehen, wird an den der Damara Sequenz zuzuordnenden Proben aus der Chuos und der Kuiseb Formation untersucht.

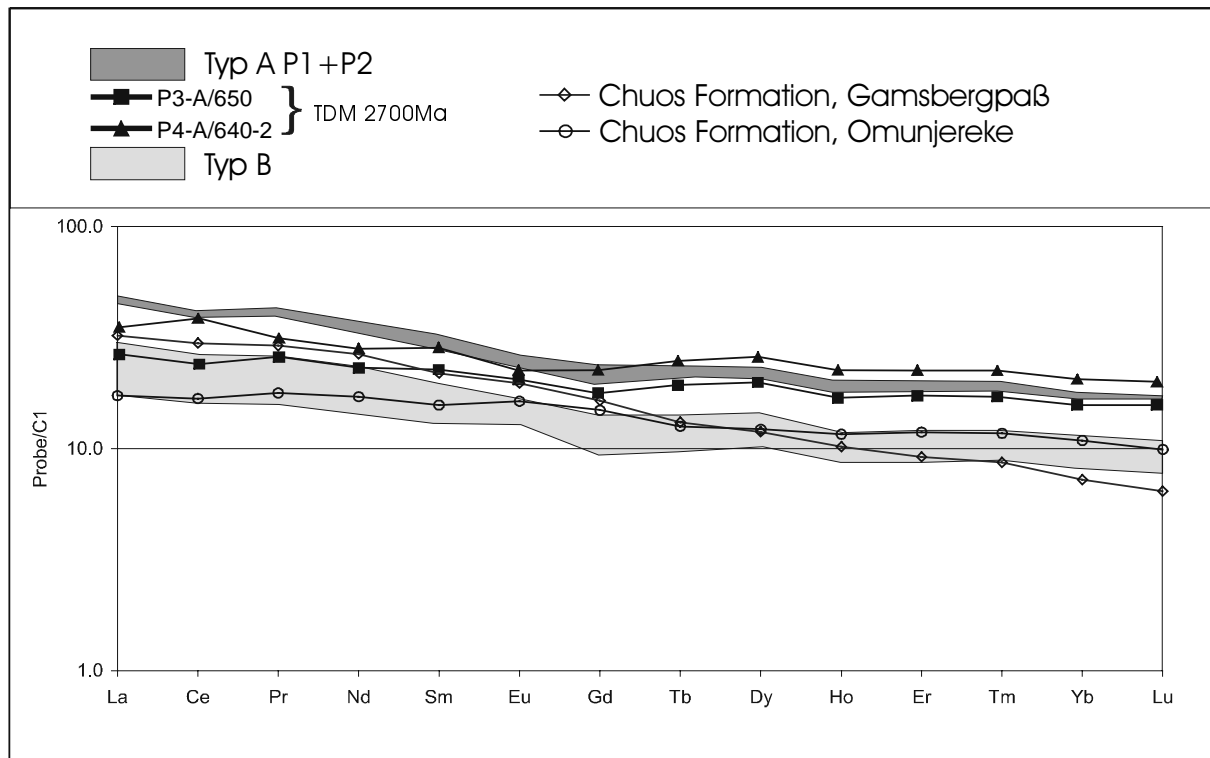


Abb. 10-19: SEE-Diagramm der Gamsbergamphibolite und der Chuos Formation

In Abb. 10-19 zeigen die SEE-Muster von prä-Damara Sequenz und der Chuos Formation eine Übereinstimmung im Fraktionierungsverhalten wie auch in den Anreicherungsfaktoren. Die LSEE sind angereichert und geben den Einfluß von Subduktionsvorgängen wieder. Die schweren SEE verlaufen flach bis schwach zu schwereren SEE hin abfallend.

Die Signatur des MM (Abb. 10-20) zeigt für den überwiegenden Teil der Proben (N=10) einen N-MORB subparallelen Verlauf mit steigenden Werten von den leichten SSEE bis zu den mittleren SEE. Zwei Proben nach MILLER (1983a) weichen mit deutlichen Anreicherungen der LSEE zu N-MORB erheblich davon ab und weisen negative Europiumanomalien auf.

Probe Orumbungu zeigt die gravierendsten Abweichungen zum typischen MM und entspricht im LSEE-Muster einem hoch angereicherten andesitischen IAB mit K-Vormacht bzw. einem OIB. Für den Bereich der SSEE ergibt sich eine größere Übereinstimmung mit der Signatur eines andesitischen IAB. Nach dem Geländebefund zählt diese Probe zum MM.

Beim MM handelt es sich um eine Sequenz in der Amphibolite in Metapsammite und Metapelite eingeschaltet sind. Diese Abtragungsprodukte können aus paläoproterozoischem oder mesoproterozoischem Krustenmaterial stammen, wobei für das paläoproterozoische Material ein Zusammenhang mit volcanic arc Magmatismus vermutet wird.

Stellenweise werden die Amphibolite relativ mächtig. Diese treten aber zumeist in Vergesellschaftung mit den Metasedimenten auf. Eine mögliche Kontamination mit den Elementen dieser Sedimente ist daher nicht auszuschließen.

Auf Grund der guten Korrelation der SEE-Summe mit dem Fraktionierungsindex Abb. 10-2 kann eine umfassende Wechselwirkung der Sedimente mit den intrudierenden Amphiboliten ausgeschlossen werden.

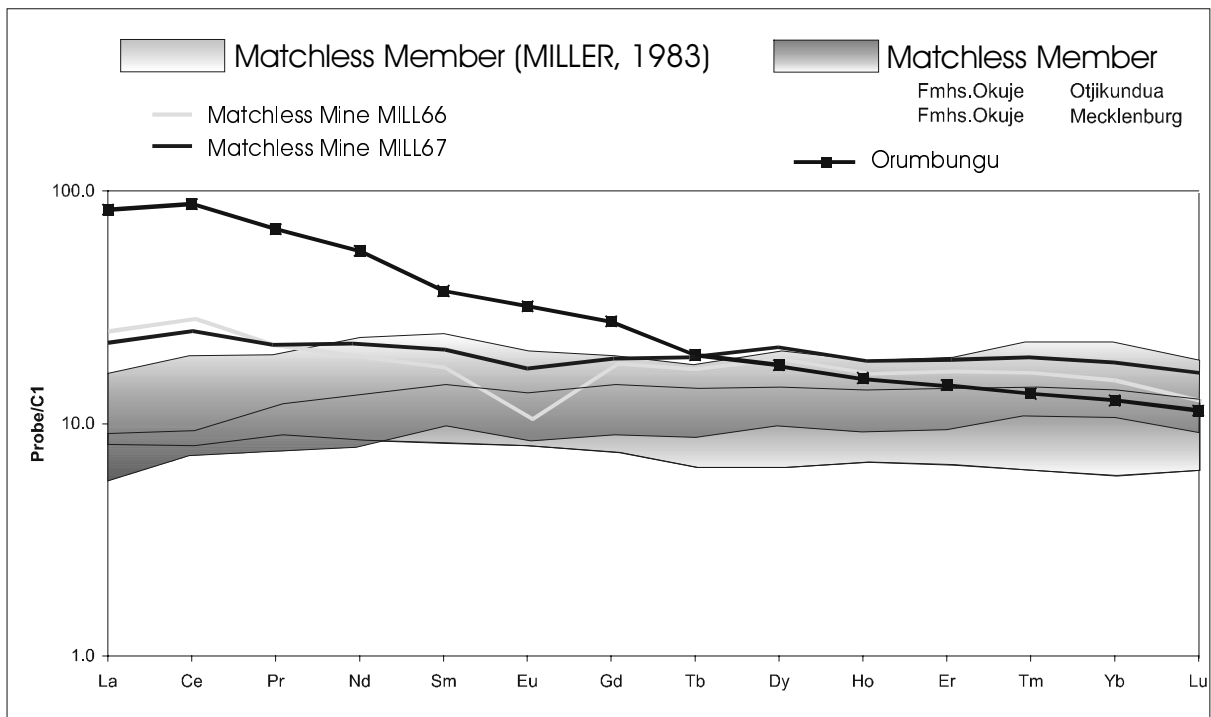


Abb. 10-20: SEE-Diagramm des Matchless Member

Durch die Vielfalt der SEE-Signaturen aus N-MORB über P-MORB bis hin zu OIB bzw. andesitischen IAB wird die räumliche Nähe der einzelnen Magmenquellen innerhalb des Damara Orogens untereinander deutlich.

Dieser Wechsel von verschiedenen Quellen ist charakteristisch für ein sich öffnendes Rift (STERN et al., 1990). Initiiert durch einen Hotspot findet die Platznahme der jüngsten stark krustenbeeinflussten Amphibolite als Dyke in Dehnungsstrukturen statt. Während dieses Stadiums verfügen solche Amphibolite über eine deutliche kontinentale SEE-Signatur wie es im Bereich des Gamsbergs in den Einheiten der späten Sinclair Sequenz der Fall ist. Mit zunehmender Öffnungsweite wird die kontinentale Kruste weiter ausgedünnt und die Kontamination der Mantelschmelzen nimmt ab. Dies führt zum Verflachen der SEE-Muster speziell bei den für Subduktionsvorgänge kritischen LSEE. Das Stadium ausgedünnter Kruste wird durch die Chuos Formation repräsentiert.

Im weiteren Verlauf des Spreading kann die Signatur sich dem eines abgereicherten Erdmantels (N-MORB) annähern, wobei immer die Möglichkeit eines partiellen Schmelzens auch von Krustenmaterial besteht, wodurch sich hauptsächlich die LSEE anreichern

Der MM ist im SEE-Muster uneinheitlich. Die Mehrzahl der Proben (N=10) entwickelt eine N-MORB-Signatur mit von LSEE (links) zu den SSEE (rechts) ansteigenden Mustern. Abweichungen davon finden sich in den Proben des MM nach MILLER (1983a), welche eine IAB-typische Anreicherung der LSEE darstellen und eine negative Europiumanomalie ausbilden. Die Probe von Farm Orumbungu zeichnet die Signatur eines hoch differenzierten IAB nach. Dies beweist, daß auch im späten Stadium des Spreading die Magmenquellen dicht beieinander gelegen und sich folglich die Lieferquellen abwechseln haben. Daraus folgt eine nur sehr begrenzte Öffnung des Damara Meeres, welches über ein initiales Stadium nicht hinausgeht und als failed rift endet.

11 Basite am NW-Rand des Kalahari-Kraton

Um die Entwicklung des Damara-Rifting zu untersuchen werden Basite aus der späten Sinclair Sequenz und den Formationen der Chuos und Kuiseb Formation der Damara Sequenz, Khomas Subgroup, analysiert.

Die Geochemiedaten von Basalten der späten Sinclair Sequenz am Gamsberg stammen aus einer am IDGL durchgeführten Diplomarbeit (KÜSTER, 1996). Nach KÜSTER (1996) ist der Typ A der Gamsbergamphibolite höher differenziert als der Typ B. Innerhalb des Typ A kann eine Gruppe mit T_{DM} -Altern um 2700Ma und eine Gruppe mit T_{DM} -Altern 1800Ma unterschieden werden. Für den Typ B liegt das T_{DM} -Alter bei 1700Ma.

Die Analysen der Chuos Formation und des Matchless Member (MM) der Kuiseb Formation sind von T. Vietor zur Verfügung gestellt worden.

Für den MM der Kuiseb Formation wird die Datenbasis mit Veröffentlichungen von SCHMIDT & WEDEPOHL (1983), MILLER (1983a) und KLEMD et al. (1989) erweitert.

Zur Überprüfung der Arbeit von NAGEL et al. (1996) sind Geochemiedaten von Amphiboliten aus dem Rostock Inlier in die Untersuchungen einbezogen worden. Diese Basite wurden bislang der Sinclair Sequenz zugeordnet (PFURR, 1990). Nach NAGEL et al. (1996) gehören diese Basite der Rehoboth Sequenz an. Die Geochemiedaten dieser Rostockamphibolite stammen aus dem DFG-Projekt WE-488/15.

Die Geochemiedaten und Probenlokationen sind im Anhang (Tabelle VII und VIII) aufgeführt.

11.1 Klassifikation der Basite

Auf Grund der epidot- bis amphibolitfaziellen Metamorphose werden zur Klassifikation der Gesteine geochemische Diskriminierungsanalysen benutzt.

Nach WINCHESTER & FLOYD (1977) Abb. 11-1 handelt es sich bei den Proben um Andesite, Basalte, subalkaline Basalte und untergeordnet Alkalibasalte.

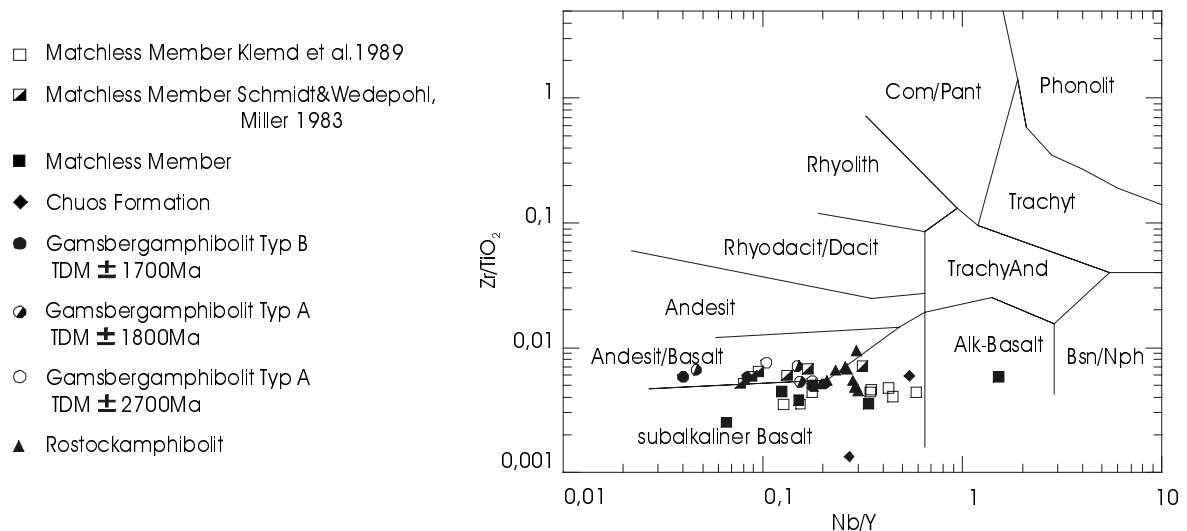


Abb. 11-1: WINCHESTER & FLOYD (1977)

Im TAS Diagramm nach COX et al. (1979; Abb. 11-2) liegen die Proben im subalkalinen Feld, so daß die auf subalkaline Gesteine beschränkten Diagramme nach JENSEN (1976; Abb. 11-3a) und IRVINE & BARAGAR (1971; Abb. 11-3b) angewendet werden können. Gemeinsam mit dem Alkalinitätsindex (A.I.) nach MIDDLEMOST (1971; Abb. 11-4) ergibt sich ein konsistentes Bild tholeiitischer Serien.

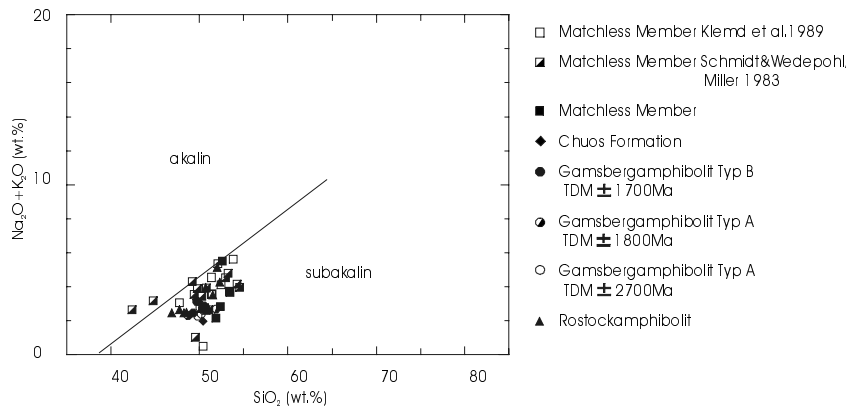


Abb. 11-2: TAS-Diagramm nach COX et al. (1979)

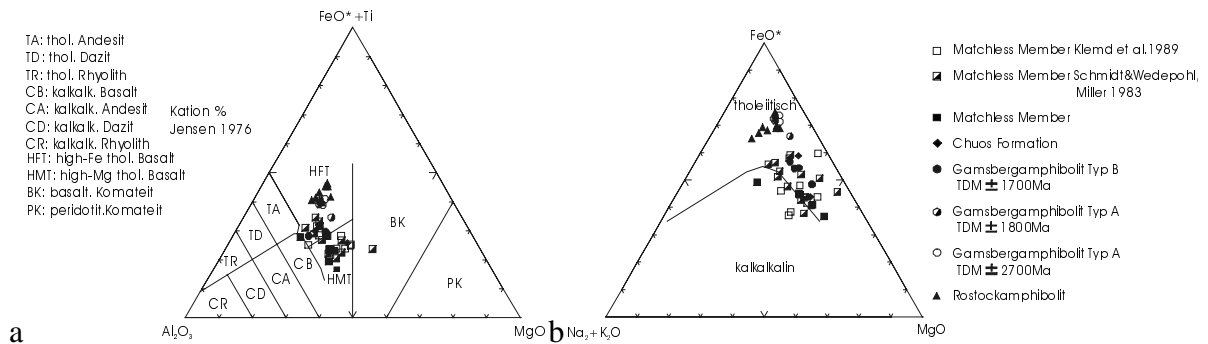


Abb. 11-3: JENSEN (1976); IRVINE & BARAGAR (1971)

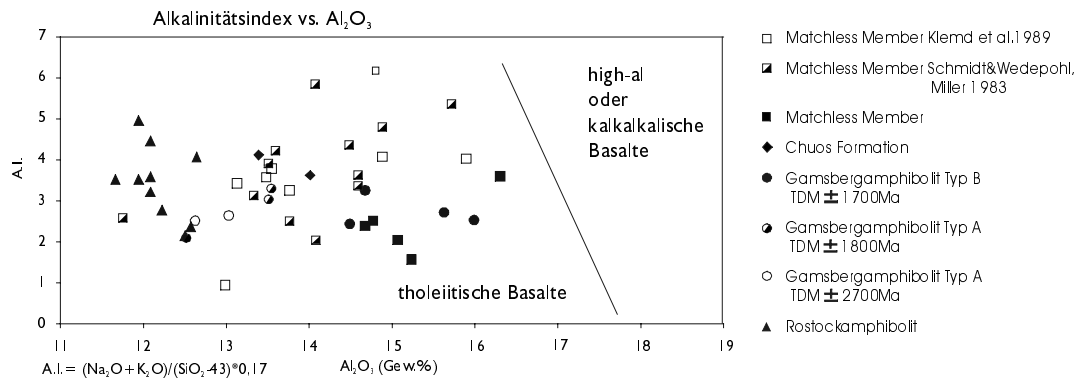
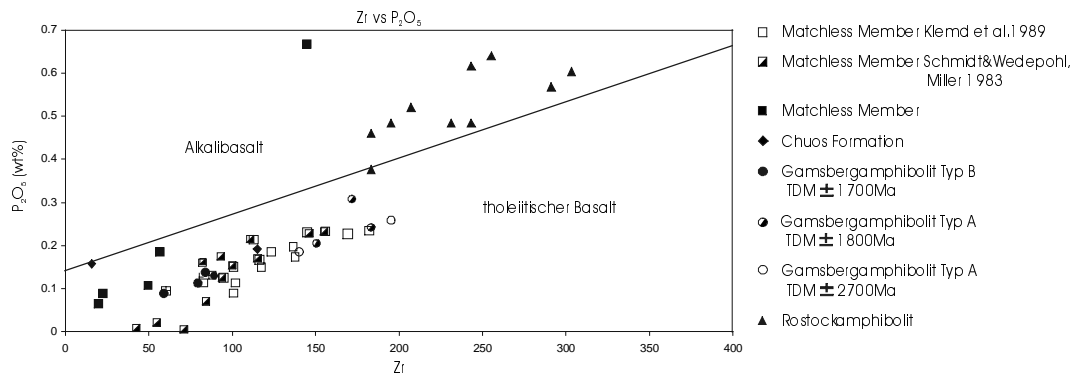
Abb. 11-4: Alkalinitätsindex vs. Al_2O_3 nach MIDDLEMOST (1971)

Abb. 11-5: WINCHESTER & FLOYD (1976)

Im Gegensatz dazu stellen nach WINCHESTER & FLOYD (1976; Abb. 11-5) die Rostockamphibolite Alkalibasalte dar.

MIYASHIRO & SHIDO (1975) benutzen zur Unterteilung die Verteilung von TiO_2 bzw. V gegen einen Fraktionierungsindex wie SiO_2 , Zr oder FeO/MgO . Bei positiver Steigung handelt es sich um eine tholeiitische Serie bei negativer um eine kalkalkalische, da es in kalkalkalischen Magmen mit größerer Sauerstoffugazität zur Bildung von Titanomagnetit kommt und deshalb der Wert für TiO_2 bei steigendem SiO_2 bzw. Zr-Gehalt abnimmt.

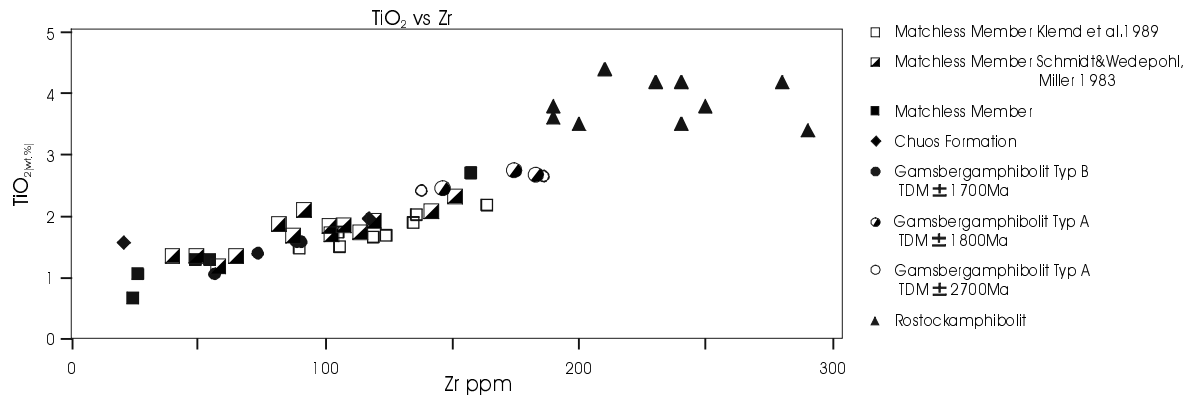


Abb. 11-6: MIYASHIRO & SHIDO (1975)

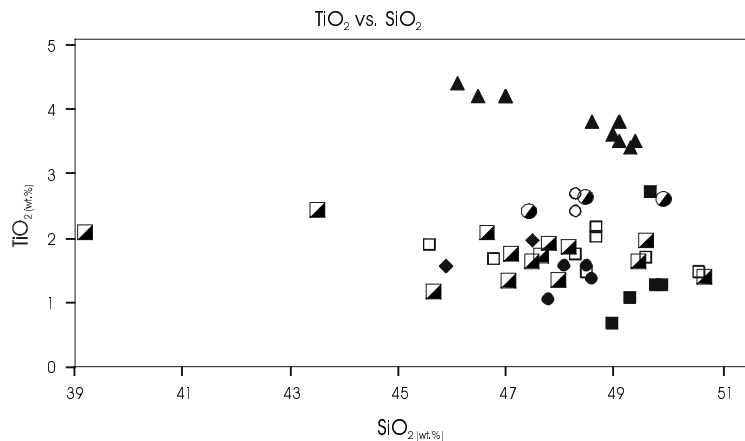


Abb. 11-7: MIYASHIRO & SHIDO (1975)

In Abb. 11-6 zeigen die Basite der Sinclair und Damara Sequenz eindeutig tholeiitisches Verhalten während die Rostockamphibolite sich in Abb. 11-7 als kalkalkalin darstellen.

Die Basite des Gamsbergs und Damara Sequenz sind einer tholeiitischen Serie zuzuordnen. Die Rostockamphibolite verhalten sich inkonsistent und streuen in Feldern für alkali, kalkalkaline wie auch tholeiitischer Basalte. Nach WILSON (1989) sind diese Amphibolite damit transitionale Basalte und wahrscheinlich in einem Riftereignis der Rehoboth Sequenz entstanden.

11.2 Tektono-magmatische Diskriminierungs-Diagramme

Tholeiitische Magmen sind in allen tektonischen Regimes in unterschiedlicher Häufigkeit vertreten und können keinem bestimmten Bildungsregime zugeordnet werden.

PEARCE et al. (1975) Abb. 11-8a unterscheiden mit Hilfe von K_2O , TiO_2 und P_2O_5 ozeanische von kontinentalen Basalten. Eine Metamorphose verschiebt die Probenpunkte nach PEARCE et al. (1975) in Richtung K, so daß Ozeanbasalte mit Sicherheit identifiziert werden können.

Nach HOLM (1985) Abb. 11-8b zeigt sich ein indifferentes Bild für die Entwicklung des Bildungsraumes für die Basite. Dies ist auf den abnehmenden Th-Gehalt zurückzuführen. Die Proben des Gamsbergamphiboliten der späten Sinclair Sequenz sind vorwiegend im

kontinentalen Bereich angesiedelt während Proben der Chuos Formation und des MM bereits ein initiales Rifting postulieren.

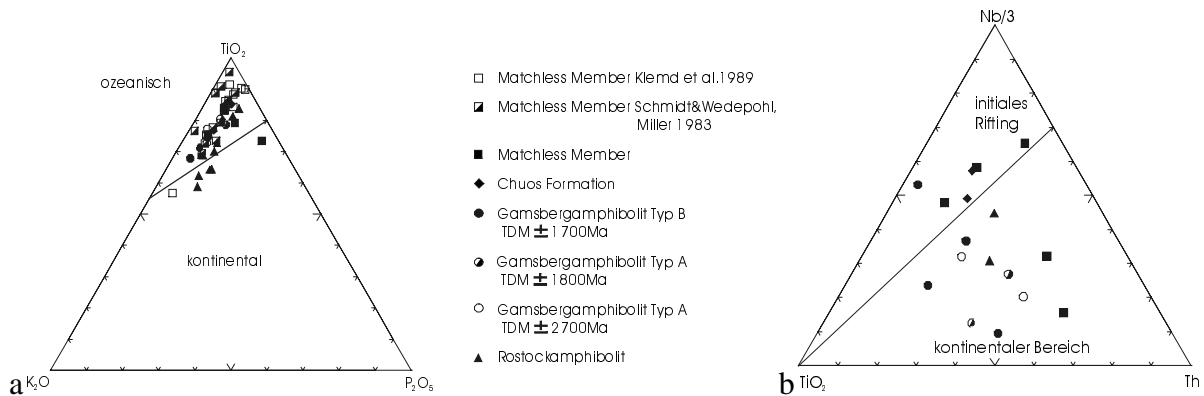


Abb. 11-8a+b: PEARCE et al. (1975), HOLM (1985)

Eine Genese der Basite als Plattenrandbasalte bestätigt die Darstellung nach PEARCE & GALE (1977).

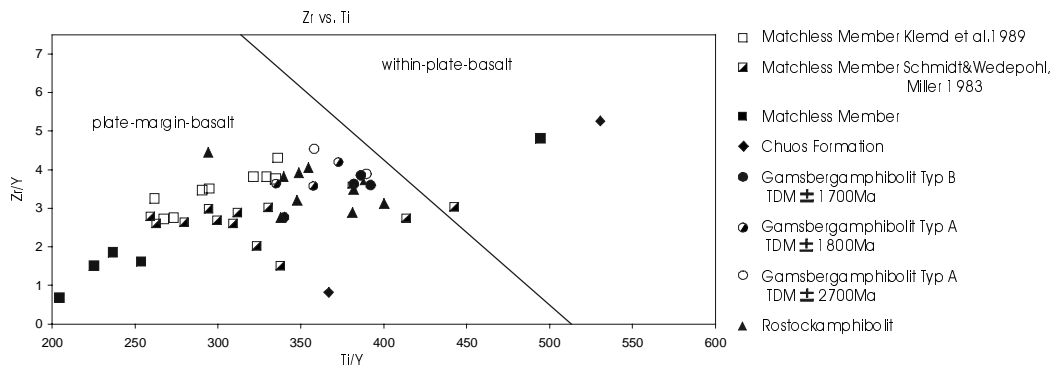


Abb. 11-9: PEARCE & GALE (1977)

Charakteristisch für den Bereich des initialen Rifting ist die Extensionsbewegung. SHERVAIS (1982) Abb. 11-10a unterscheidet mit Hilfe der hohen Sauerstoffugazität Inselbogentholeiite, welche hohe Gehalte von V bei sinkenden Ti-Gehalten zeigen, von Vulkaniten aus Extensionsregimen.

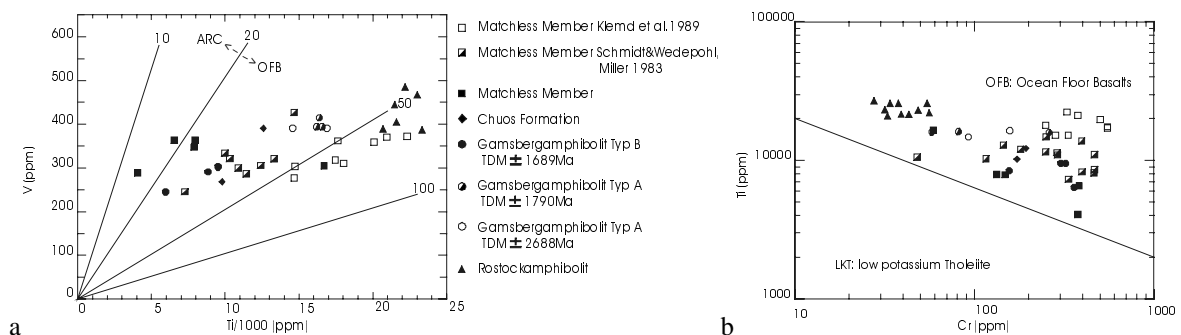


Abb. 11-10a+b: SHERVAIS (1982), PEARCE (1975)

Wenn auch vereinzelt Proben des MM im Feld für Bogenvulkanite (ARC) plotten, ist die Mehrheit der Basite nach SHERVAIS (1982) in einem Extensionsregime entstanden (OFB). Postkristalline hydrothermale Überprägungen können trotz der erhöhten Sauerstoffugazität keinen Einfluß auf die Basite ausgeübt haben.

Ähnlich arbeitet auch das Diagramm nach PEARCE et al. (1975) Abb. 11-10b, welches zu dem gleichen Ergebnis führt.

GILL (1981) unterscheidet mit dem La/Nb Verhältnis extensionale Basalte nach SHERVAIS (1982, Abb. 11-10a) mit Werten für $<1,5$ als nicht krustenkontaminiert von Basalten mit Werten größer als 1,5, welche er dem magmatischen Bogen zuordnet. Die Gamsbergamphibolite zeigen in ihrem La/Nb-Verhältnis den Einfluß von Krustenkontamination, während die Chuos und Kuiseb Formation mit La/Nb-Werten von unter 1,5 mantelbetont sind.

PEARCE & CANN (1973) Abb. 11-11a-c nutzen drei aufeinander aufbauende Diagramme zur Unterscheidung von ozeanischen Boden, Inselbogen und kontinentalen Bogen.

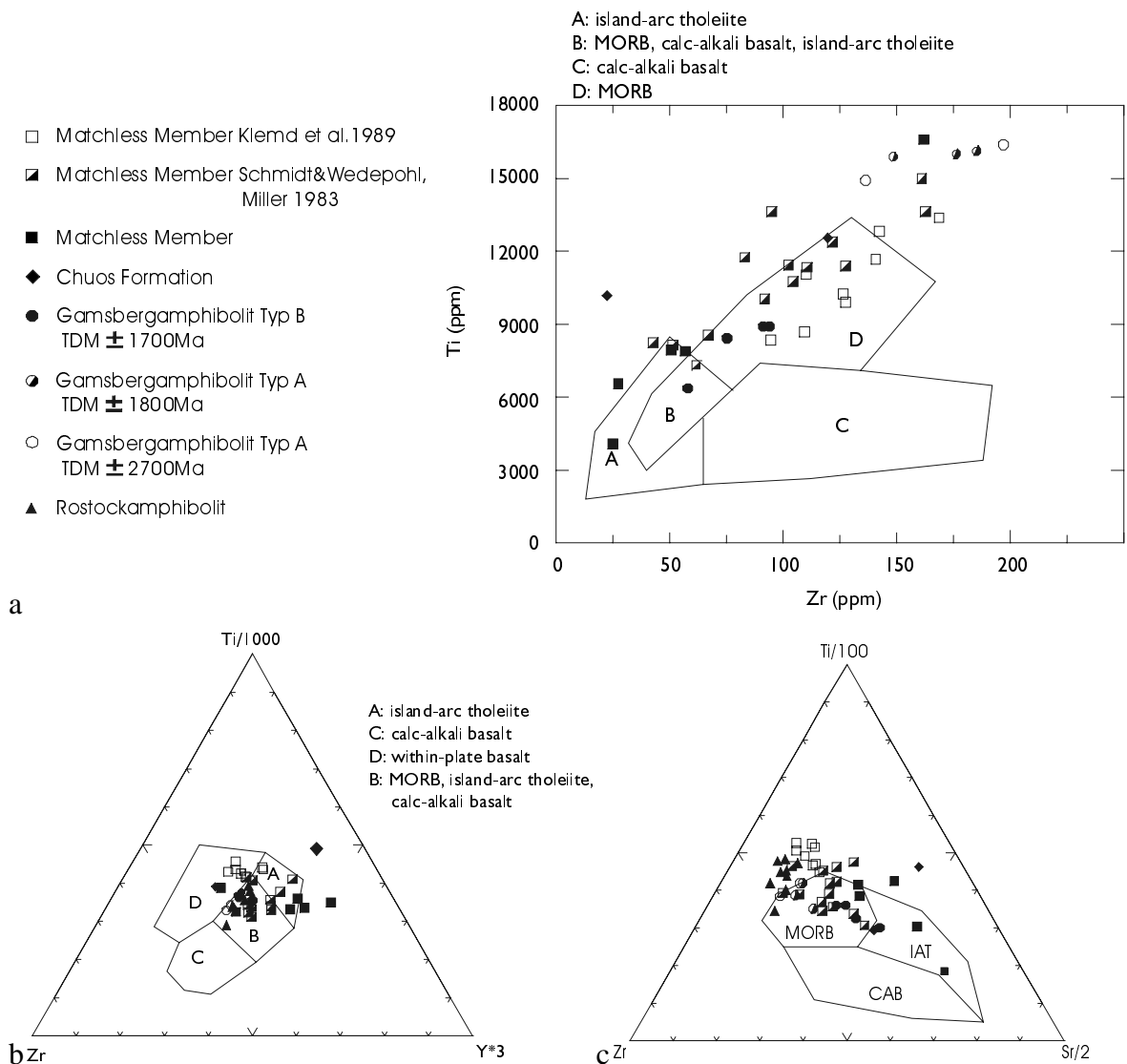


Abb. 11-11 a+b+c: PEARCE & CANN (1973)

Nach Abb. 11-11a+c ist eine Platznahme der Basalte als Ozeanboden gesichert. In Abb. 11-11b plotten die Proben vorwiegend in den Feldern A und D der Within-Plate-Basalts und Island-Arc-Basalts. Das Feld B in Abb. 11-11b stellt einen Übergangsbereich zwischen den Bildungsregimen dar und wird von den Rostock-, Gamsberg- wie auch den Matchless Amphiboliten belegt.

1982 entwickelt PEARCE (Abb. 11-12) diese Untersuchungsmethode fort indem er sich auf die Diskriminierung von Ti vs. Zr beschränkt. In Abb. 11-12 wird deutlich, daß die Proben auf einem gemeinsamen Differentiationstrend liegen. Die Streuung der Proben erstreckt sich über den Bereich des vulkanischen Bogens, den MORB und den within-plate-basalt.

Die eburnischen Proben des Rostock Inliers plotten etwas versetzt vom Trend der kibarischen bis panafrikanischen Basite und bilden eine Punktwolke aus.

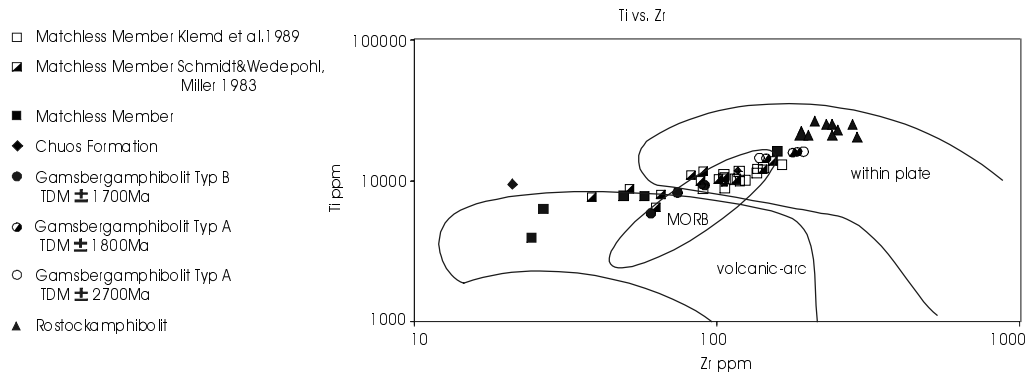


Abb. 11-12: PEARCE (1982)

Diese Problematik wird im Diagramm nach CABANIS & LECOLLE (1989) Abb. 11-13a noch deutlicher. Die Gamsbergamphibolite zeigen eine deutliche Affinität zum vulkanischen Inselbogen, liegen aber auch im Feld der kontinentalen Basalte. Die Proben der Chuos Formation und des MM liegen im Feld der Ozeanbasalte und zeigen N-MORB bis stark angereicherten E-MORB Charakter.

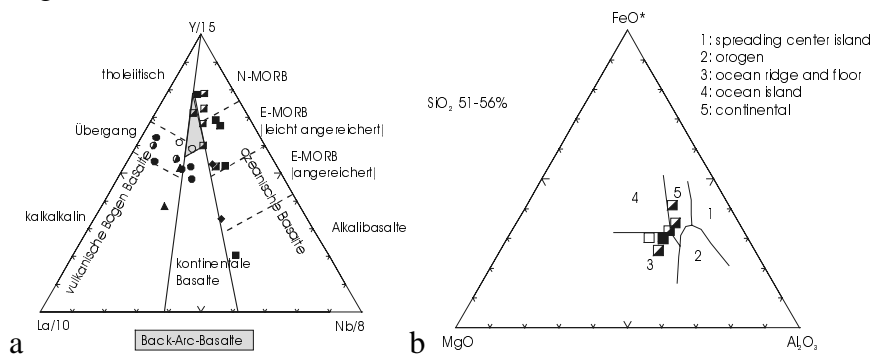


Abb. 11-13a+b: CABANIS & LECOLLE (1989), PEARCE et al. (1977)

Für SiO_2 -Gehalte von 51-56% ist von PEARCE et al. (1977) ein Diagramm entwickelt worden (Abb. 11-13b). Diese Abbildung zeigt den Übergang des MM vom kontinentalen Stadium in das des Ozeanbodens.

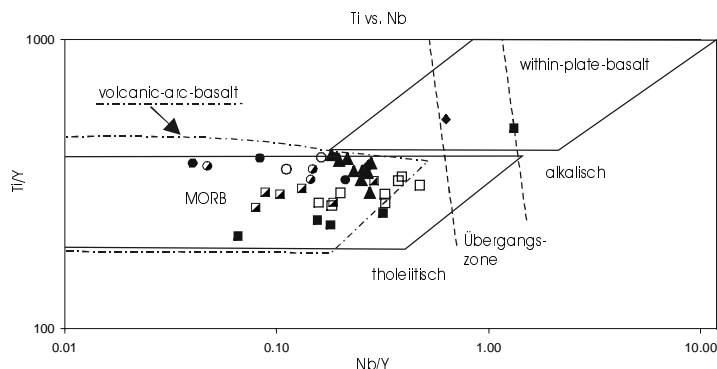


Abb. 11-14: PEARCE (1982)

PEARCE (1982) Abb. 11-14 normiert Ti und Nb mit Y und entwickelt so die Möglichkeit vulkanische Bogenbasalten (VAB) und MORB von Intraplattenbasalten abzugrenzen. Damit scheidet die Platznahme der Basite innerhalb eines anorogenen Ereignisses aus.

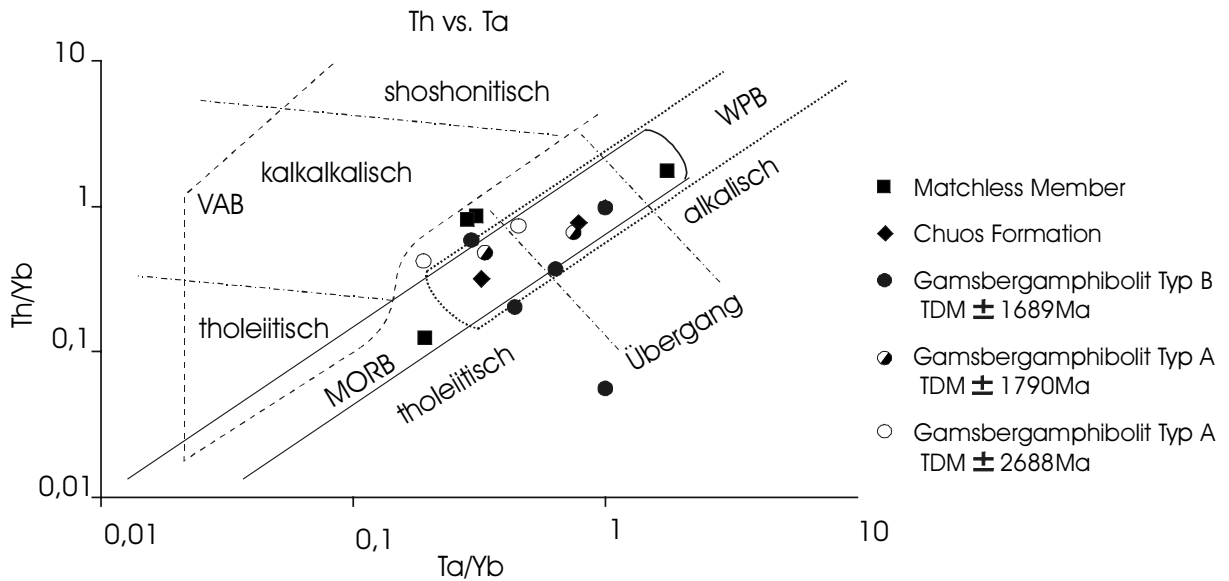


Abb. 11-15: PEARCE (1982)

Die Unterscheidung von VAB, MORB und WPB ergibt sich nach PEARCE (1982) mit der normierten Darstellung von K_2O vs. Ta, Ce vs. Ta und Th vs. Ta. Die drei Diagramme führen zu dem gleichen Ergebnis wovon letzteres in Abb. 11-15 dargestellt ist. In dieser Abbildung zeigt sich die Belegung des Übergangsbereiches von WPB zum MORB durch die Proben des Gamsbergamphiboliten, der Chuos Formation und des MM.

Nach PEARCE & NORRY (1979) sind die Proben des Gamsbergamphiboliten, der Chuos Formation und des MM vorwiegend im Feld für MORB angesiedelt (Abb. 11-16). Trends in das Feld für Inselbogen Vulkanite oder Intraplattenbasalte sind nicht signifikant.

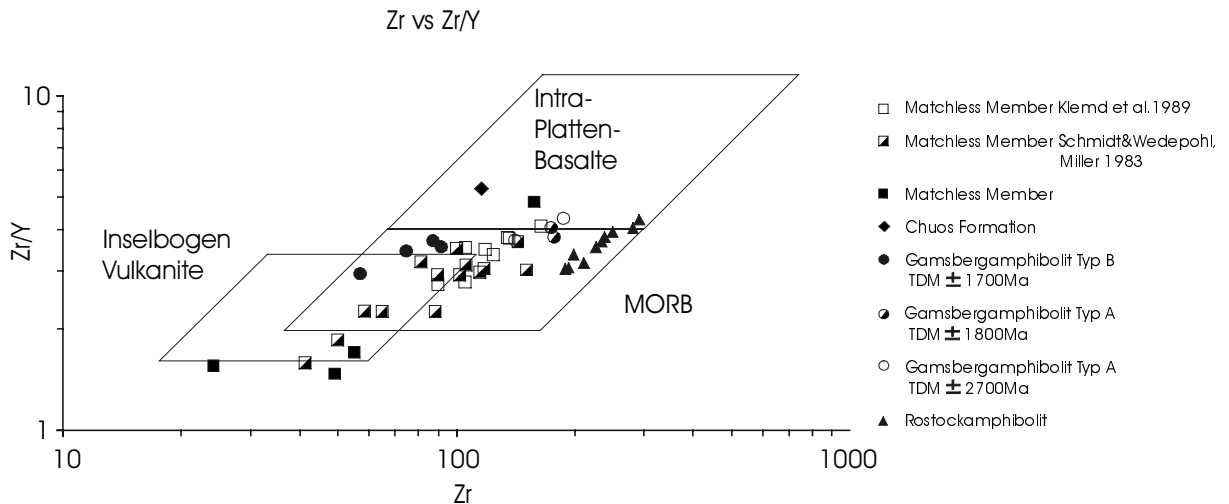


Abb. 11-16: PEARCE & NORRY (1979)

WILSON (1989) postuliert einen Mischungsvorgang des Tristan de Cunha Mantelplumes (OIB) mit den N-MORB des Südatlantik. Ergebnis dieses Vorganges sind die kontinentalen Flutbasalte des Paraná Beckens. Sollte dieser oder ein Manteldiapir/hotspot ähnlicher Zusammensetzung in die Entwicklung des Damara Riftings involviert sein, ist der Einfluß auf die Magmengenerese während des Rifting unterschiedlich stark ausgeprägt (Abb. 11-17). Die Gamsbergamphibolite, die Proben der Chuos Formation und des MM zeigen einen differierenden Anteil von N-MORB, P-MORB und OIB des Tristan de Cunha hotspot.

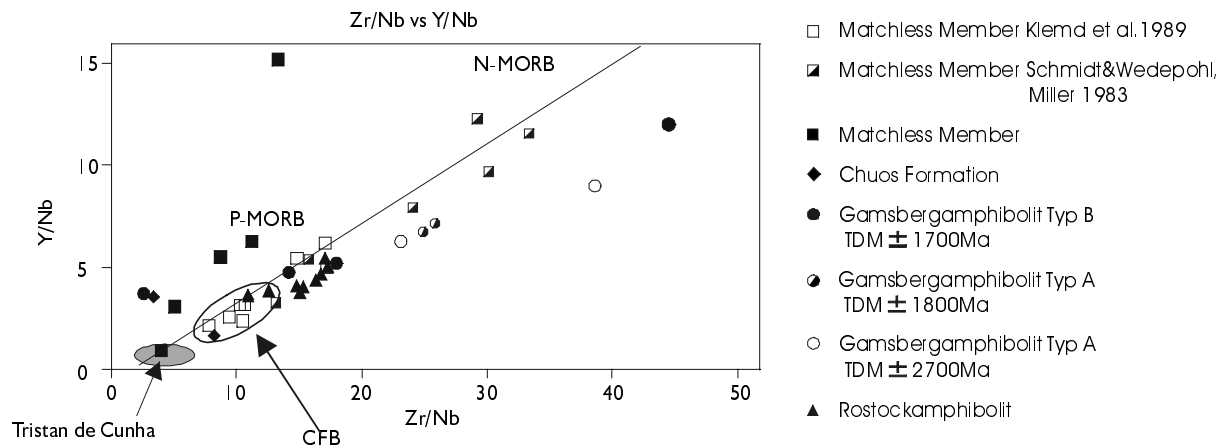


Abb. 11-17: WILSON (1989)

Nach CHAUVEL et al. (1995) findet sich ein deutlicher Hinweis auf Aufschmelzvorgänge in den Basalten. Da sich Pb in der Kruste im Gegensatz zu Ce anreichert steigt das Ce/Pb Verhältnis kontinuierlich mit jedem Fraktionierungszyklus im Mantel. Der Einfluß der Schmelzen zeigt sich in der Übereinstimmung der Isotopie von Mantelmaterial mit kontinentaler Kruste (MILLER et al., 1994). Nach CHAUVEL et al. (1995) ist auch eine hydrothermale Abfuhr des Pb der MORB in Sulfide und Oxide nicht auszuschließen. Die Proben ergeben eine Zuordnung in die Sippe der Inselbogen Vulkanite (Abb. 11-18). Dieses Diagramm ist sowohl für tholeiitische wie auch kalkalkalische Gesteine geeignet. Nur fünf der Proben lassen auf einen weniger starken Einfluß der Fraktionierung von MORB oder OIB schließen. Diese Diskriminierung arbeitet mit der kontinuierlichen Fraktionierung in geologischen Zeiträumen und ist mit dieser eindeutigen Zuordnung zu den Inselbogensvulkaniten um so zwingender, als es sich um proterozoisches Material handelt, welches nicht signifikant im Pb-Gehalt angereichert sein muß.

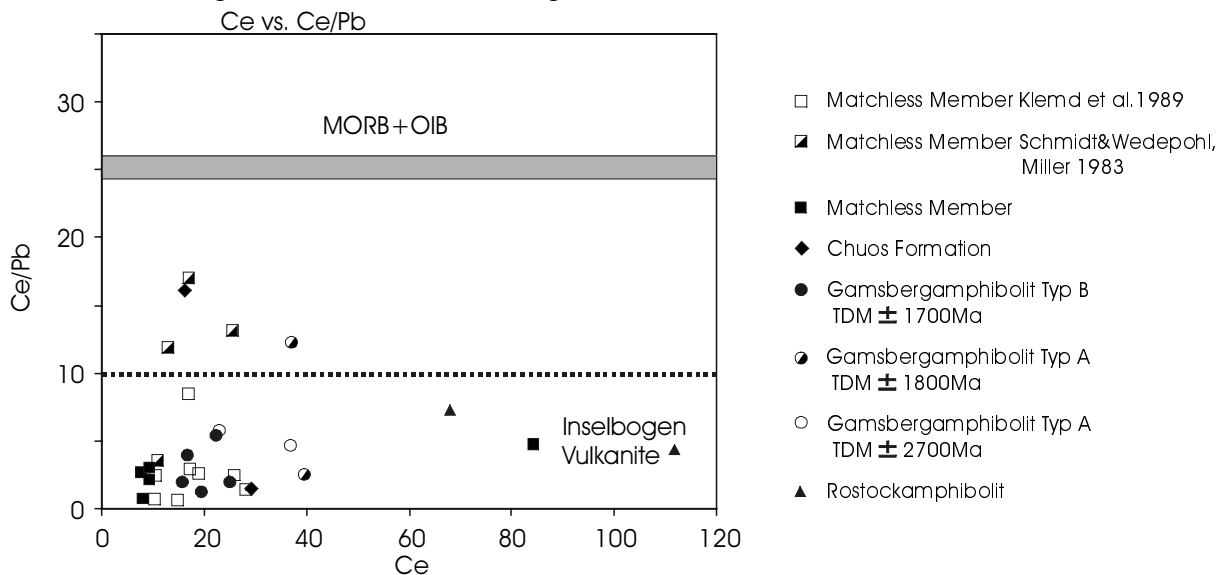


Abb. 11-18: CHAUVEL et al. (1995)

11.3 Isotopengeochemie

Am Rb/Sr- und Sm/Nd-System der Gamsbergamphibolite, den Basiten der Chuos Formation und des MM der Kuiseb Formation sind isotopengeochemische Untersuchungen durchgeführt worden.

In Abb. 11-19 ist das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis der Proben dargestellt. In die Darstellung aufgenommen sind die rezenten Werte für den abgereicherten Mantel (DM) der typische MORB Isotopen aufweist, der PREvalent Mantle (PREMA) nach ZINDLER & HART (1986) mit häufigen Isotopen von Ozeaninseln, ozeanischen Inselbögen und kontinentalen Basalten mit $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Werten von etwa 0,513 und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werten von etwa 0,7033 und der Bulk Silicate Earth (BSE) mit der Isotopie des primitiven Mantels. Diese Suiten liegen innerhalb der isotopischen Entwicklungslinie der Mantelzusammensetzung. Der angereicherte Mantel (Enriched Mantel, EM) zeichnet sich durch niedrige $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse und hohe $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - und $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse aus. Nach ZINDLER & HART (1986) zeigt der EMI erheblich niedrigere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse als der EMII.

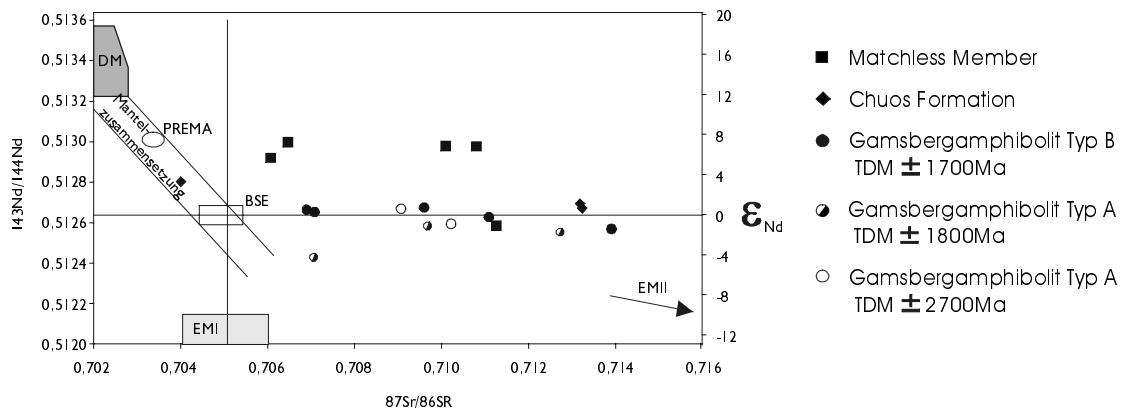


Abb. 11-19: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis

Mit der Abb. 11-19 wird die von SEIFERT (1986) im Bereich des Gamsbergs nachgewiesene Störung des Sr-Systems im Gesamtgestein bestätigt. Bei den Proben der Chuos Formation und des MM treten ähnlich durchgreifende Störungen des Sr-Systems auf. Bis auf Probe Omunjereke der Chuos Formation sind alle Proben im Sr-System so stark gestört, daß eine Quell- oder Entwicklungsgeschichte in Kombination von Sr- und Nd-Isotopie den Proben nicht zuzuordnen ist. Bezogen auf die Nd-Daten entsprechen die Isotopen der Gamsbergamphibolite einem primitiven Mantel. Bei einem Teil der Proben ist eine Krustenkomponente beteiligt. Die Basite der Chuos Formation sind schwach abgereichert. Die Basite des MM entsprechen in der Nd-Isotopie in der Mehrzahl einem E-MORB. Die Probe des MM von Farm Orumbungu zeigt hingegen einen deutlichen kontinentalen Einfluß mit einem negativen ϵ_{Nd} -Wert.

HOFMANN (1997) Abb. 11-20 unterscheidet mit Hilfe des Nb/U-Verhältnis OIB und MORB mit Werten zwischen 40-60 und positiven ϵ_{Nd} -Werten von krustenbeeinflusstem IAB mit niedrigen Nb/U-Verhältnissen und geringeren ϵ_{Nd} -Werten. Nb, Ta und Ce sind wegen ihrer geringen Löslichkeit in der fluiden Phase gegenüber dem Uran in der Kruste abgereichert.

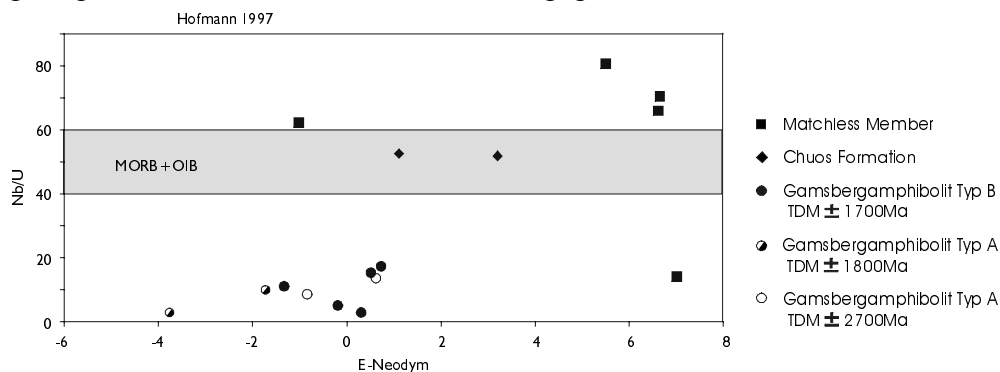


Abb. 11-20: HOFMANN (1997)

Die Gamsbergamphibolite sind mit den niedrigen Nb/U-Verhältnissen und einem Trend zu negativen ϵ_{Nd} -Werten deutlich krustenbeeinflusst, während der MM mit hohen Verhältnissen und positiven ϵ_{Nd} -Werten der Signatur eines MORB entspricht. Abweichungen stellen Probe Orumbungu mit einem negativen ϵ -Neodym und Probe Mecklenburg mit einem geringen Nb/U Wert dar. Die Basite der Chuos Formation zeigen hohe Nb/U Verhältnisse von etwa 50 und liegen mit positiven ϵ_{Nd} -Werten im MORB Bereich. Da sich Nb und Ta chemisch sehr ähnlich sind, ergibt sich für die Verhältnisse von Ta/U vs. ϵ_{Nd} eine im Trend identische Abbildung (hier nicht dargestellt).

11.4 Verhältnisse inkompatibler Spurenelemente

Der Vorgang eines sich öffnenden Rift und der zunehmende Einfluß von primitivem Mantelmateriale wird durch die Mg-Zahl bestätigt. Der Differentiationsindex ermittelt sich nach

$$\text{Mg-Zahl} = 100 \times (\text{Mg} / [\text{Mg} + \text{Fe}]).$$

Die fortschreitende Öffnung des Rift setzt mit den Gamsbergamphiboliten mit Werten um die 25 ein (Abb. 11-21). Die stetig steigende Mg-Zahl wächst von den Basiten der frühen Chuos und Kuiseb Formation mit Werten zwischen 30 bis 50, bis zu einer Mg-Zahl von mehr als 50 wie bei der Probe von Farm Otjikundua.

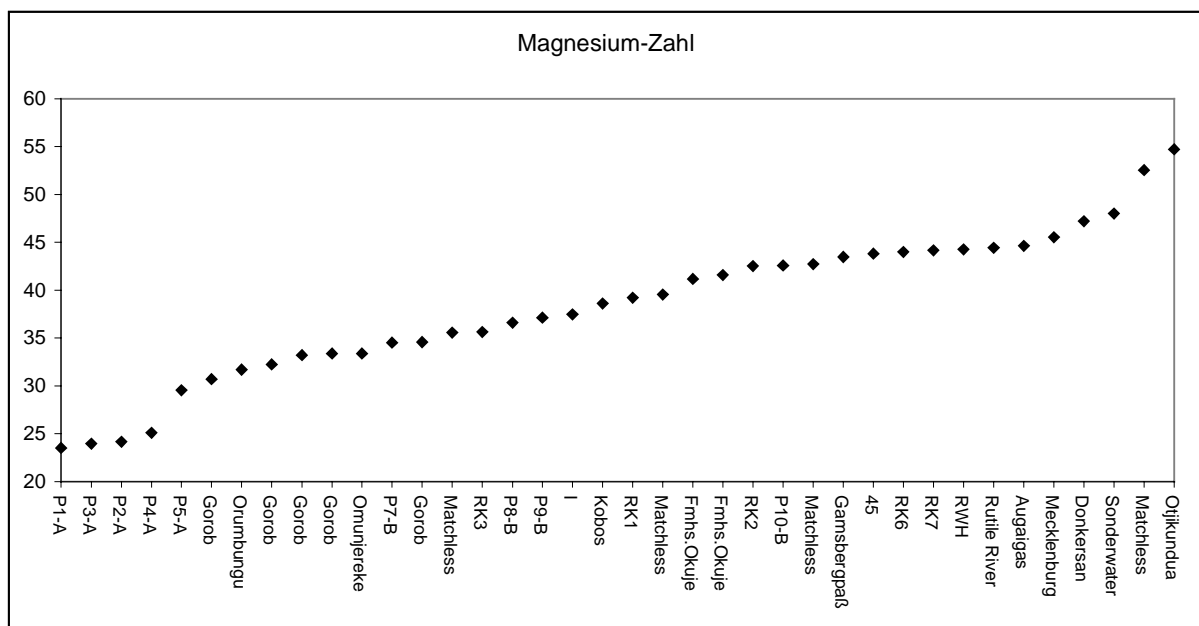


Abb. 11-21: Differentiationsindizes vom Gamsbergamphibolit bis zum Matchless Amphibolit am NW Rand des Kalahari Kratons

11.5 Das tektonische Regime der späten Sinclair Amphibolite und der Basite der Damara Sequenz

An Hand von mehreren mit unterschiedlichen Methoden arbeitenden Diskriminierungsdiagrammen (Abb. 11-2-Abb. 11-7) zeigen die Amphibolite der späten Sinclair Sequenz am Gamsberg und die Basite der Damara Sequenz konsistent eine tholeiitische Entwicklung.

Die Amphibolite des Rostock Inlier gehören im Gegensatz dazu in Abhängigkeit von den zur Diskriminierung benutzten Elementen alkalischen bis kalkalkalinen Entwicklungslinien an

(Abb. 11-2-Abb. 11-7). Nach WILSON (1989) ist dieses inkonsistente Verhalten der Rostockamphibolite für transitionale Basite in Riftbereichen typisch.

In Abb. 11-8 bis Abb. 11-12 kann die Platznahme der Basite in dem Extensionsregime am Plattenrand eines sich öffnenden Ozeans nachgewiesen werden. Abb. 11-8b (HOLM, 1985) und Abb. 11-12 (PEARCE, 1982) verdeutlichen die Entwicklungstrends der Basite.

Für die Gamsbergamphibolite wird eine Platznahme unter erheblichem kontinentalen Einfluß deutlich. Die jüngeren Basite der Chuos Formation und der Kuiseb Formation sind im chemischen Verhalten von Riftprozessen beeinflusst.

Für Proben der Chuos und der Kuiseb Formation, welche von den Trends abweichen, wird eine Wechselwirkung der intrudierenden Magmen mit dem Sediment oder eine Veränderung in der Magmenquelle postuliert.

Die Beteiligung von MORB-, IAT- und CAB-Komponenten an der Bildung der Basite zeigt sich in Abb. 11-11b (PEARCE & CANN, 1973). Die Proben plotten in diesem Diagramm vorwiegend in dem Feld B für MORB, IAT und CAB und belegen die umgebenden Bereiche für WPB und IAT. Das Feld der CAB als Indikator für Subduktionsvorgänge wird ausgespart.

In Abb. 11-13a (CABANIS & LECOLLE, 1989) streuen die Proben der Gamsbergamphibolite im Bereich der VAB bis in den Bereich der kontinentalen Platznahme. Die Proben der Chuos und der Kuiseb Formation liegen im Feld für N- bis P-MORB nahe dem Feld der kontinentalen Platznahme. Die Lage der Gamsbergamphibolite widerspricht den bisherigen Ergebnissen und ist in Verbindung mit dem Modell von HOAL (1990) zu erklären, in welchem der Autor das Underplating und die damit verbundene Aufschmelzung älterer bereits subduzierter Einheiten für die Sinclair Sequenz postuliert. In einem frühen Stadium des Rifting werden bei mangelnder Zufuhr von juvenilem Mantelmaterial die Signaturen subduktionsgeprägter Gesteine assimiliert. Diese chemischen Signaturen können so frühe Produkte des Rifting prägen.

In Abb. 11-13b (PEARCE et al., 1977) zeigen die Proben des MM die Entwicklung vom kontinentalen bis in den Bereich des Ozeanrückens und -bodens.

Eine abschließende Unterscheidung mit Hilfe von Haupt- und Spurenelementen ergibt sich an Hand der Abb. 11-14 - Abb. 11-16. Nach PEARCE (1982) Abb. 11-14 plotten die Basite in den sich überlagernden Feldern der VAB und der MORB. Diese können mit Abb. 11-15 (PEARCE, 1982) eindeutig voneinander getrennt und dem Übergangsbereich von MORB und WPB zugeordnet werden. Mit der Diskriminierung nach PEARCE & NORRIS (1979) Abb. 11-16 ist eine Platznahme für die Basite als MORB zweifelsfrei nachgewiesen.

Initiale Auslöser für Riftprozesse können großräumige Vorgänge der Plattentektonik sein. WILSON (1989) stellt einen Zusammenhang zwischen den Hotspot induzierten OIB des Tristan de Cunha und den CFB des südamerikanischen Paraná-Beckens her, indem sie die Abkunft der Flutbasalte aus einer Mischung von N-MORB und OIB-Komponenten des Hotspot postuliert. Auch wenn dieser rezente Hotspot nicht Auslöser für das Damara Rifting gewesen sein muß, stellen die Basite der Damara Sequenz Mischungsprodukte der OIB-Komponente und N-MORB dar.

Einen Hinweis für die Inkorporation von älterem Krustenmaterial aus vorhergehenden Subduktionsvorgängen ergibt sich aus dem Diagramm nach CHAUVEL et al. (1995) Abb. 11-18.

Für die Isotopen der Basite wird für das Rb/Sr-System, wie von SEIFERT (1986) in der Gamsbergregion festgestellt, eine völlige Neueinstellung aller beprobten Formationen postuliert.

Die Nd-Isotopen zeigen die Entwicklung von frühen Riftbasiten der späten Sinclair Sequenz mit leicht positiven bis leicht negativen ϵ_{ND} -Werten, über die Chuos Amphibolite mit ausschließlich leicht negativem ϵ_{ND} , zu den deutlich negativen ϵ_{ND} -Werten des MM. Die

Probe Orumbungu aus dem MM zeigt mit dem positiven ϵ_{ND} -Wert einen erheblichen Krusteneinfluß. Dies bestätigt sich auch in den SEE (Kapitel 10). Mit dem Anstieg von leicht positiven bis hin zu eindeutig negativen ϵ_{ND} -Wert zeigt sich der abnehmende Krusteneinfluß und der steigende Mantelanteil in den Basiten. Dies entspricht der idealen Anordnung eines sich entwickelnden Rift (STERN et al., 1990).

HOFMANN (1997) Abb. 11-20 bestätigt diesen Befund mit der Darstellung von Nb/U-Verhältnissen vs. ϵ_{ND} -Werte und weist für die Probe des MM von Farm Mecklenburg trotz des hohen positiven ϵ_{ND} -Wert den Einfluß von subduktionsgenerierten Magmen nach. Dies deutet auf einen Wechsel der Magmenquelle hin oder auf Wechselwirkungen mit den vom Amphibolit intrudierten sedimentären Einheiten.

12 Untersuchungen der Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopensysteme von Basiten der Gamsberg, Chuos, und Kuiseb Formation

12.1 Einführung

Für die theoretischen Grundlagen sei auf die Lehrbücher zur Isotopengeologie von FAURE (1986) und DICKIN (1995) verwiesen. Eine gut verständliche Übersicht zu diesen Themen bietet auch ROLLISON (1993).

Eine Anwendung der Rb/Sr- und Sm/Nd-Isotopensysteme bietet sich immer dann an, wenn auf Grund der Elementzusammensetzungen der Proben kein Zirkon für eine Bestimmung des Kristallisationsalters erwartet werden kann.

Problematisch ist in diesem Zusammenhang die Veränderung, das sogenannte „resetting“, der Isotopensysteme durch postkristalline Metamorphosen im Rb/Sr-System. Dies führt zu verjüngten Altern, welche nicht mehr als Kristallisationsalter, sondern als Metamorphosealter zu interpretieren sind. Gerade das Rb/Sr-System arbeitet mit zwei sehr mobilen Elementen, welche bereits durch fluide Überprägung oder thermalen Einfluß verändert werden können. Besonders bei Anwendung von Isochrone auf Gesamtgesteinanalysen kann diese Überprägung dazu führen, daß Material der gleichen geologischen Einheit aber verschiedener Lokationen mit unterschiedlichen Überprägungsgraden geologisch unsinnige Alter produziert. Auch für das Sm/Nd-System kann eine Veränderung der Isotopie durch postkristalline Beanspruchung nicht ausgeschlossen werden. SCHNEIDER et al. (1993) beobachten an altpaläozoischen Amphiboliten der südlichen Kreuzeckgruppe, Kärnten, mit amphibolitfazielltem Metamorphosegrad und starker hydrothermaler Alteration eine Öffnung des Sm/Nd-Systems. BOCK et al. (1994) zeigen die Fraktionierung des Sm/Nd-Systems an Sandsteinen und Tonsteinen des mittelordovizischen Austin Glen Members der Normanskill Formation.

Mit Hilfe der beiden Isotopensysteme erfolgt eine Einordnung der bislang undatierten Einheiten, da außer dem glazigenen Horizont der Chuos Formation keine Zeitmarker zwischen dem endenden Sinclair Magmatismus bis zum Hartelust Member am NW-Rand des Kalahari Kratons zur Verfügung stehen.

Aus den nur geringfügig unterschiedlichen Sm/Nd-Verhältnissen bei den Gesamtgestein-zusammensetzungen der Proben resultieren die großen Fehler der Isochronenalter.

12.2 Gamsbergamphibolite

Die Rb/Sr-Isochronen zeigen negative Steigungen und ergeben sowohl für den Typ A wie auch Typ B negative Kristallisationsalter. Die Rb/Sr-Systeme sind wie bei SEIFERT (1986), PFURR et al. (1991) und ZIEGLER & STOESSEL (1993) im weiteren Umfeld des Gamsbergs in der Isotopie vollständig gestört und errechnete Initialschnittpunkte irrelevant.

ZIEGLER & STOESSEL (1993) können an NE-SW streichenden basischen Dykes, welche die Rehoboth Sequenz durchschlagen ein Rb/Sr-Alter von 821 ± 33 Ma definieren. Die Sm/Nd-Isochrone dieser Proben ergibt allerdings ein Alter von 2574 ± 504 Ma. Die Epsilon-Werte, T_{DM} - und T_{CHUR} -Alter verhalten sich ähnlich wie die der Proben aus dem Gamsberg Amphibolit.

Die Sm/Nd Isochrone ergibt für den Gamsbergamphibolit Typ A ein Alter von 920 ± 282 Ma (MSWD: 47) mit einem initialen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Schnittpunkt von 0,511531 bei einem Isochronen-Epsilon von +1,5. Da auf Grund der Geochemie eine fraktionierte Genese postuliert wird, liegt eine Abstammung aus dem abgereicherten Mantel (depleted mantle) nahe, während die Berechnung der Modellalter nach unfraktioniertem chondritischem Mantel (T_{CHUR}) teilweise negative oder geologisch zu junge Alter zeigt. Die T_{DM} -Alter der

Amphibolite liegen um 1800Ma mit Ausnahme der Proben P3 und P4 mit einem T_{DM} -Alter von 2800-2600Ma.

Die Sm/Nd-Isochrone für den Gamsbergamphibolit Typ B führt zu einem geologisch problematischem Kristallisationszeitpunkt von 1386 ± 267 Ma (MSWD: 1,2), da die Zirkonkristallisationsalter für das intrudierte Gestein der GGS im Bereich von 1000-1200Ma streuen. Selbst bei der maximalen Auslegung des Fehlers ergibt sich aber ein jüngstes Kristallisationsalter der Basite von mindestens 1119Ma. Das Initialverhältnis für $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ist 0,511084 bei einem Isochronen-Epsilon-Wert von +4,6. Die T_{DM} -Alter streuen zwischen 1800-1600Ma während in Modellberechnungen nach CHUR die Abtrennung erst vor maximal 314Ma erfolgte.

Werden die Typen A und B gemeinsam in einer Isochrone dargestellt, bildet die Steigung ein Alter von 931 ± 312 Ma (MSWD: 48) bei einem Initialwert von 0,51154 und einem Epsilon von +2 (Abb. 12-1).

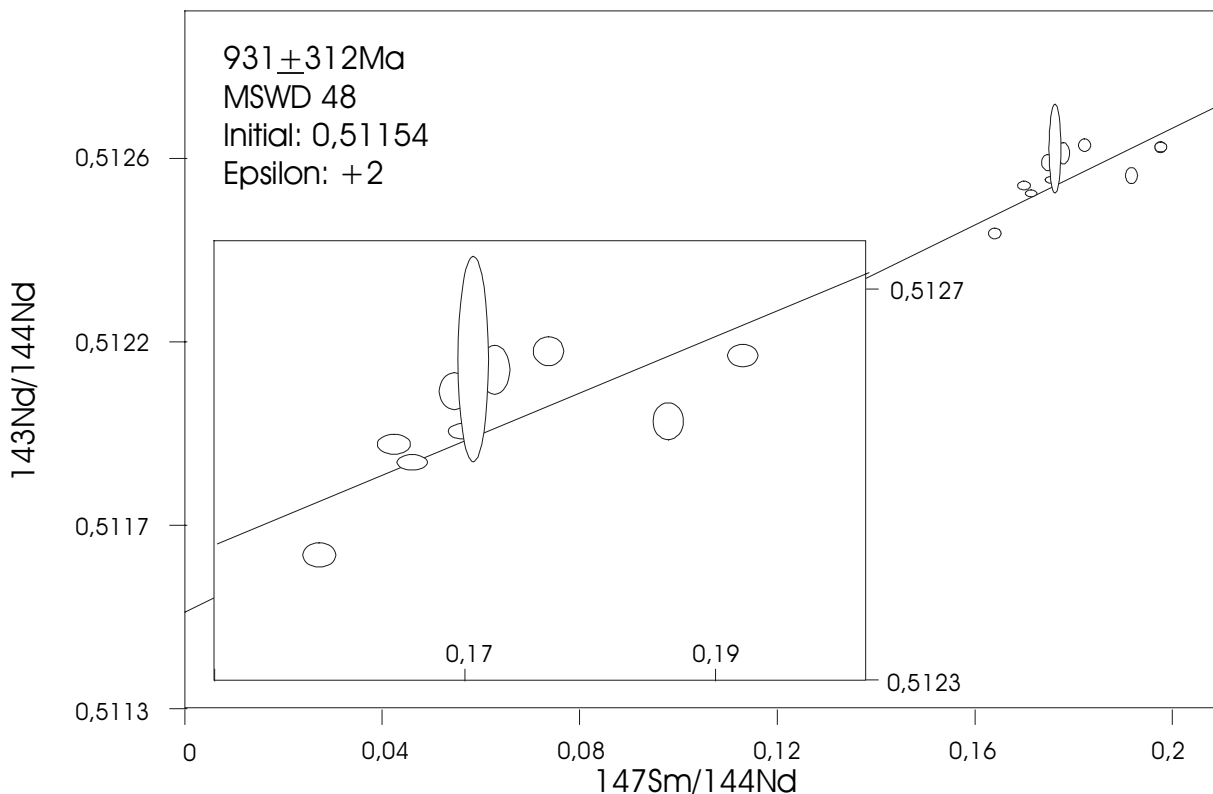


Abb. 12-1: Sm/Nd Gesamtgesteinisochrone der Gamsbergamphibolite Typ A und B

Die auf den postulierten Bildungszeitraum vor 800Ma zurückgerechneten Epsilonwerte liegen alle im positiven Bereich bis +3 und beweisen die Mantelabkunft.

Besonders anschaulich ist die Entwicklung der ϵ -Nd Werte gegen die Zeit darstellbar. Für den Großteil der Gamsbergamphibolite (Abb. 12-2) zeigt sich ein deutlicher Anteil krustalen Materials, welcher zu steilen Entwicklungskurven und rezent zu negativen ϵ -Nd-Wert führt. Proben P4 und P3 bilden davon abweichend einen flacheren Trend aus und sind in geringerem Ausmaß von Krustenkontamination betroffen.

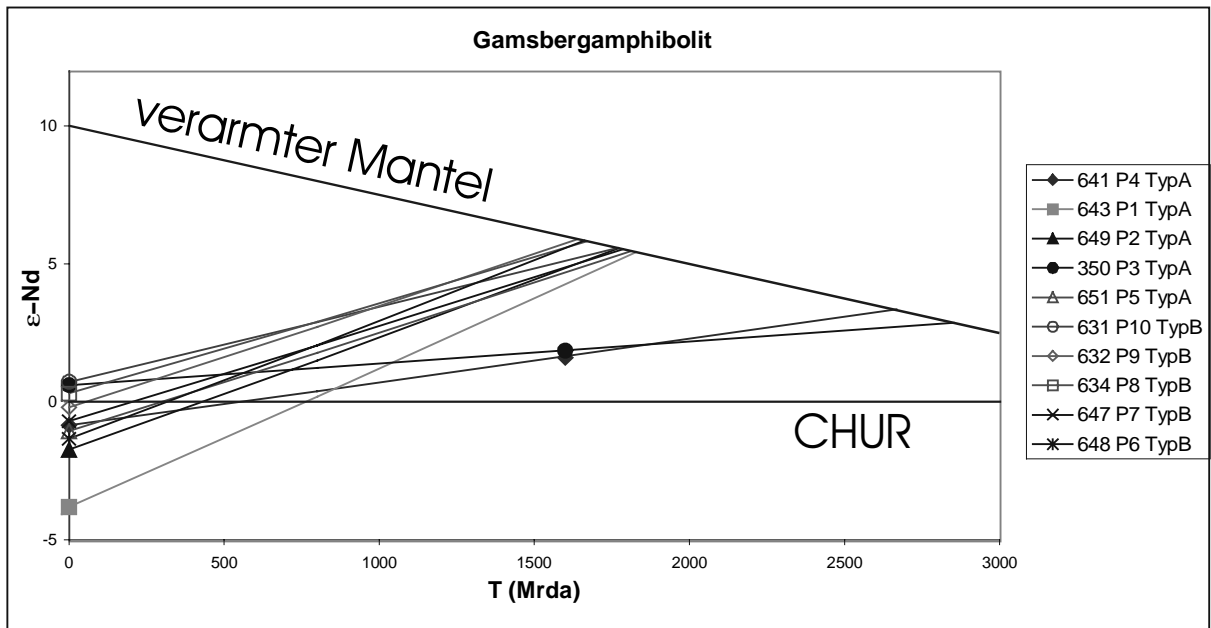


Abb. 12-2: Entwicklungskurve der Gamsbergamphibolite (ε-Nd-Werte vs. Zeit)

12.3 Chuos Formation

Die Rb/Sr-Isochrone ergibt ein Kristallisationsalter von 21563 ± 9837 Ma und zeigt damit die völlig unterschiedliche Neueinstellung des Gesamtgesteinisotopensystems.

Das Sm/Nd-System liefert ein plausibleres Alter von 782 ± 110 Ma bei einem hohen MSWD von 6,8 mit einem Initialwert für $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ von 0,511895 bei einem Isochronen-Epsilonwert von +5. Die T_{DM} -Alter liegen zwischen 1300-1100 Ma.

Die Epsilon-Werte der einzelnen Proben liegen für den zurückgerechneten Bildungszeitraum von 782 Ma ebenfalls bei +5 und stammen somit aus einem verarmten Mantel.

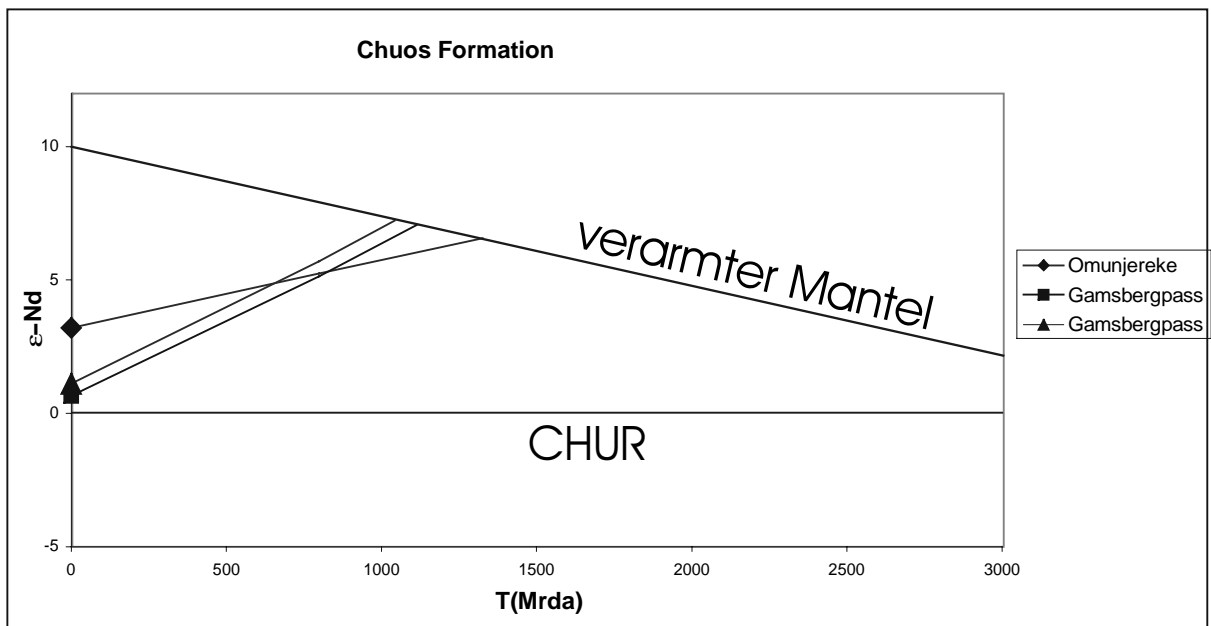


Abb. 12-3: Entwicklungskurve der Chuos Amphibolite (ε-Nd-Werte vs. Zeit)

Abb. 12-3 zeigt die Entwicklung der Chuos Amphibolite. Die Proben bilden rezent positive ε-Nd-Werte, sind aber eindeutig krustal beeinflusst.

12.4 Kuiseb Formation / Matchless Member / Matchless Amphibolit

Die Rb/Sr-Daten ergeben eine Isochrone mit negativer Steigung was zu einem Alter von -4612 ± 754 Ma führt. Dies beweist die postkristalline Überprägung des Isotopensystems. HAWKESWORTH et al. (1981) führen die ungewöhnlichen Sr-Isotopien auf Kontamination durch Meerwasser oder postkristalline Metamorphose zurück.

Die Sm/Nd-Isochrone von Proben übereinstimmender SEE-Muster produziert ein Alter von 337 ± 67 Ma (MSWD: 0,34) bei einem Initialwert von 0,512524 mit einem Isochronen-Epsilon von +6,2. Erweitert man den Datensatz um die Probe Orumbungu mit stark angereicherten leichten SEE, welche ebenfalls dem MM zugeordnet wird, bildet sich ein Isochronenalter von 659 ± 113 Ma (MSWD: 34) mit einem Initialwert von 0,512085 und einem Isochronen-Epsilonwert von +6 (Abb. 12-4). Die T_{CHUR} -Modellalter ergeben zum Teil eine Separation der Amphibolite vor dem Urknall. Die T_{DM} -Modellalter zeigen für eine Gruppe die Abtrennung vom verarmten Mantel zu einem Zeitpunkt vor ca. 920 Ma. Für die Proben vom Farmhaus Okuje wird eine wesentlich frühere Abtrennung von etwa 2500 Ma errechnet.

Bis auf die Probe Orumbungu liegen die rezenten Epsilonwerte der Proben zwischen +5 bis +7. Zurückgerechnet auf die Bildung vor 659 Ma zeigen alle Proben ebenfalls Epsilonwerte von +5 bis +7 und ergeben eine Herkunft aus dem verarmten Mantel.

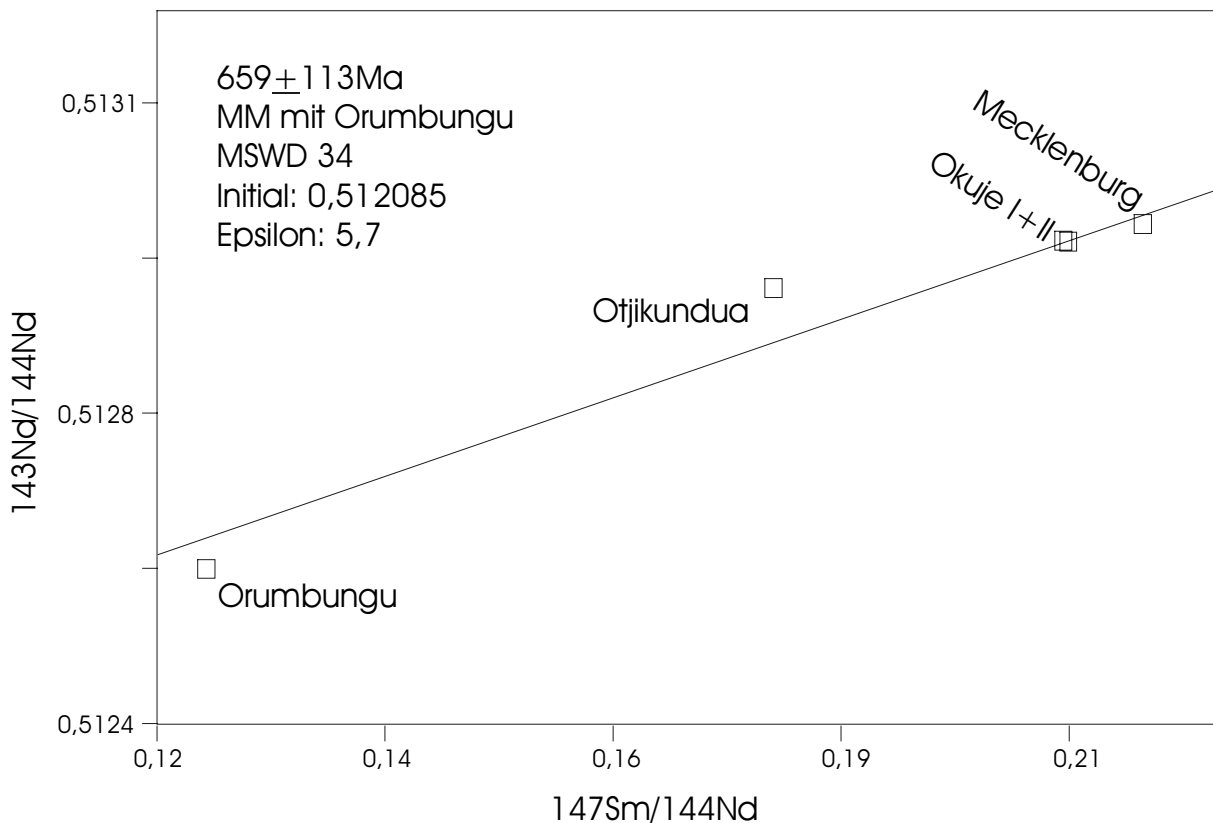


Abb. 12-4: Sm/Nd Gesamtgesteinisochrone des Matchless Amphibolit, Kuiseb Formation

Der Basit von Orumbungu weicht erheblich vom Trend der anderen Proben ab (Abb. 12-4). Grundlage für eine gemeinsame Darstellung der Proben in einer Isochrone ist das identische Initialverhältnis sowie die Schließung des Isotopensystems der intrudierten Amphibolite zum gleichen Zeitpunkt. Hierfür sind stark unterschiedliche Sm/Nd-Verhältnisse günstig, da durch verschiedene Genesen die Verteilung der Probenpunkte auf der Isochrone erweitert und damit den Fehler verkleinert werden kann.

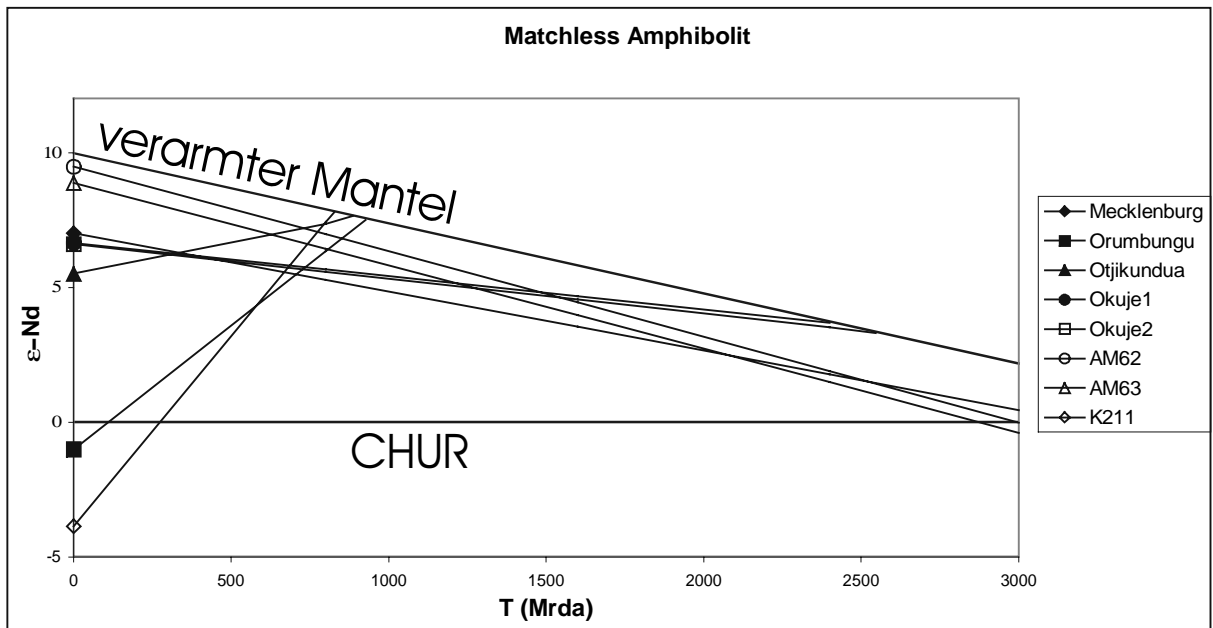


Abb. 12-5: Entwicklungskurve der Matchless Amphibolite ($\epsilon\text{-Nd}$ -Werte vs. Zeit)

In Abb. 12-5 sind neben den Proben der Matchless Amphibolite dieser Arbeit auch noch drei weitere von HAWKESWORTH et al. (1981) isotopengeologisch untersuchten Amphibolite (AM62, AM63 und K211) dieser postulierten Ozeanböden dargestellt.

Es wird eine krustale und eine mantelbetonte Gruppe unterschieden. Zur krustenbeeinflussten gehören die Proben von Orumbungu, Otjikundua und AM63. Alle anderen Proben sind mantelbetont und verlaufen nahezu parallel zur $\epsilon\text{-Nd}$ -Entwicklungskurve des verarmten Mantels. Aus diesen Proben berechnete Alter der Abtrennung von Mantel sind geologisch nicht relevant, da der Schnittpunkt der beiden Geraden zu flach ist. Überaus deutlich wird mit dieser Darstellung die Heterogenität des Matchless Members.

12.5 Diskussion

Das Rb/Sr-System aller Proben ist erheblich gestört, so daß mit diesem System keine geologisch sinnvolle Altersbestimmung möglich ist.

Die Sr-Isotopie der Proben ist unabhängig voneinander nicht durch eine postkristalline regionale Metamorphose gestört worden, da dieser Zeitpunkt zu einer Rb/Sr- Isochrone mit dem Überprägungszeitpunkt führen muß. Vielmehr ist es durch jüngste lokal stark unterschiedliche Öffnungen und Schließungen der Gesamtgesteinsysteme zu einem probenspezifischen „resetting“ gekommen, welches auch die negativen Alter erklärt. Dies kann hydrothermal durch Fluide erfolgt sein. Ein Hinweis auf eine postkristalline Veränderung der Gesteine sind die auffällig über einen weiten Bereich streuenden Sr-Isotopien (0,704-0,714), welche auf die hydrothermale Überprägung durch Krustenfluide zurückzuführen sind (Abb. 12-6).

Für den MA führt KRÖNER (1982) die Störungen in den Rb/Sr-Isotopien in Kombination mit geringen Rb/Sr Gehalten auf intensiven hydrothermalen Austausch der Vulkanite mit dem Meerwasser im Damara Becken zurück. In Anbetracht des sehr ähnlichen Verhaltens der Rb/Sr-Isotopien für die Amphibolite des Gamsbergs und aus der Chuos Formation ist diese Interpretation nicht überzeugend. Der Grund für die Störung des Rb/Sr-Systems ist in einem wesentlich jüngeren Ereignis wie vermutlich der Damara Orogenese begründet.

Die übliche inverse Korrelation von Nd- zu Sr-Daten ist in Abb. 12-6 auf Grund der Sr-Isotopie bis auf die Probe der Chuos Formation von Farm Omunjereke vollkommen gestört. Dies zeigt sich auch in den stark variierenden Verhältnissen des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Vergleich zu

Differentiationsindizes wie SiO_2 und Zr, welche auch nicht mit Krustenkontamination durch AFC-Prozesse zu begründen ist (THORPE et al., 1976).

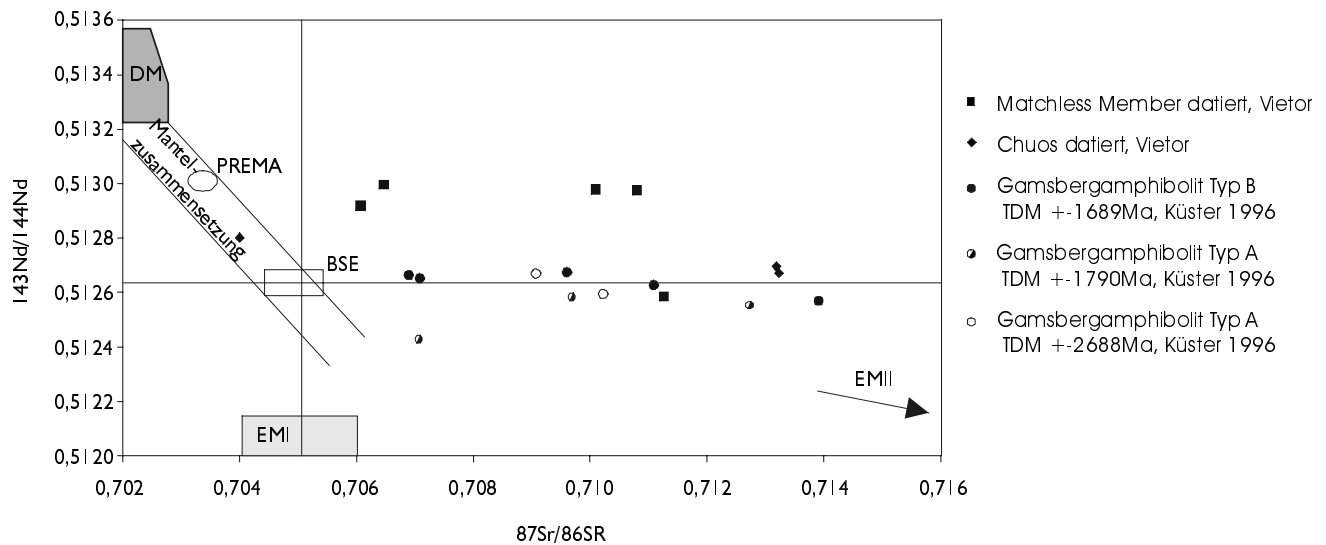


Abb. 12-6: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ der Gamsbergamphibolite, Amphibolite der Chuos Formation und Kuiseb Formation

Bei den $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen ist diese Streuung innerhalb der beprobten Einheiten wesentlich schwächer ausgeprägt. Die Sm/Nd-Daten der Proben sind von der Überprägung nicht so stark wie die Rb/Sr-Werte betroffen. Die MSWD-Werte sind jedoch bei der Mehrheit der Isochronen weitaus zu hoch, als daß man von einem vollkommen geschlossenen Sm/Nd-System ausgehen kann. BROOKS et al. (1972) bezeichnen Isochronen mit einem MSWD von größer als 2,5 als „Errorchronen“ und führen diese Abweichung auf postkristalline geologische Prozesse zurück, während sie MSWD Werte von unter 2,5 mit analytischen Fehlern begründen.

So ergeben die Sm/Nd-Isochronen der Gamsbergamphibolite ein Alter von $930 \pm 312\text{Ma}$ bei einer sehr großen MSWD von 48. Die T_{DM} -Alter postulieren die Abtrennung von einem verarmten Mantel im Zeitraum zwischen 1800-1600Ma. Für die Proben P3 und P4 ergibt sich ein deutlich höheres T_{DM} -Alter der Separation von 2800-2600Ma. Die Signatur dieses älteren Magma ist in den SEE-Diagrammen an Hand der Abweichung zu den jüngeren Magmen zu erkennen. Die Berechnung der Modellalter nach CHUR ergibt Abtrennungsalter nach der Intrusion der Gamsbergamphibolite und ist damit irrelevant. Die Epsilon-Werte liegen zum Kristallisationszeitpunkt vor etwa 900Ma im positiven mantelgeprägtem Bereich von 0,5 bis +3. Eine Einordnung der Gamsbergamphibolite nach Abb. 12-6 ist auf Grund der gestörten Rb/Sr-Verhältnisse problematisch. Werden ausschließlich die Nd-Verhältnisse berücksichtigt, so sind die Proben im Übergangsbereich zwischen Mantel und Kruste angesiedelt.

Die Chuos Amphibolite haben nach dem Sm/Nd-Isochronenalter das Isotopensystem vor $782 \pm 110\text{Ma}$ geschlossen. Die Abtrennung vom „depleted mantle“ erfolgt zum Zeitpunkt der GGS Platznahme vor etwa 1300-1100Ma. Die Modellalter nach CHUR sind negativ und damit unsinnig. Die Epsilon-Werte liegen im positiven Bereich bis +5. Dies ordnet die Proben einer Mantelabkunft zu. Während die Probe Omunjereke im Entwicklungsbereich des Mantels liegt (Abb. 12-6), sind die Proben vom Gamsbergpass im Rb/Sr-Verhältnis durch den großen Einfluß krustaler Fluide gestört und zeigen erheblich erhöhte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte.

Die Proben des MM der Kuiseb Formation produzieren eine Sm/Nd-Isochrone mit einem Alter von $337 \pm 67\text{Ma}$. Dieses geologisch unhaltbare Alter wird durch die Erweiterung des Datensatzes mit einer Probe abweichender SEE-Signatur auf $659 \pm 113\text{Ma}$ angehoben, wodurch sich der MSWD von 0,3 auf 34 erhöht. Die T_{DM} -Alter postulieren zwei sehr unterschiedliche Magmenabtrennungsalter von etwa 920Ma und 2500Ma. Die CHUR

Modellalter sind wie bei allen Formationen zuvor bedeutungslos. Die Epsilon-Werte liegen zwischen +5 bis +7 eindeutig im mantelbeeinflussten Bereich, erreichen aber nicht die typischen Verhältnisse von MORB.

Wird die Isochrone um 2 Sm/Nd-Punkte nach HAWKESWORTH et al. (1981) mit nahezu identischen Initialwerten ergänzt, die ebenfalls den MM untersuchen, ergibt sich ein Bildungsalter von 668 ± 101 Ma bei einem MSWD von 23 mit einem Initialwert von 0,512075 und einem Epsilon von +6.

Die Daten nach HAWKESWORTH et al. (1981) ergeben inklusive einer weiteren Probe aus dem Gariep Belt eine Isochrone mit einem Alter von 749 ± 70 Ma bei einem MSWD von 0,5 mit einem Initialwert von 0,512015 und einem Epsilon von +7. Da die Daten für die beiden Proben aus dem MM im $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Wert nahezu identisch sind, ist die Isochrone, definiert durch eine regional weit entfernte Probe aus dem Gariep Belt, mit ihren abweichenden Bildungs- Metamorphosebedingungen, problematisch.

Die Zuordnung der als MA angesprochenen Probe Otjikundua zum MA ist in diesem Zusammenhang kritisch, da die SEE-Signatur keine Ähnlichkeit zum MORB aufweist und sich erhebliche Abweichungen zu den Spiderdiagrammen der übrigen MA zeigen. Der Probenfundpunkt liegt in der geologischen Karte zwar innerhalb der Kuiseb Formation ist aber 20 km vom bekannten Ausbiß des MM und dessen tektonischer Schichtverdoppelung entfernt.

Wird diese Probe nicht für die Bildung der Sm/Nd-Isochrone herangezogen, verringert sich der MSWD von 34 auf 3,2 und das Isochronenalter ergibt einen deutlich geringeren Fehler von 711 ± 35 Ma.

Die Betrachtung aller Epsilon-Werte der Amphibolite für ihren jeweiligen Bildungszeitpunkt zeigt einen Trend zu steigenden positiven Werten (Abb. 12-7).

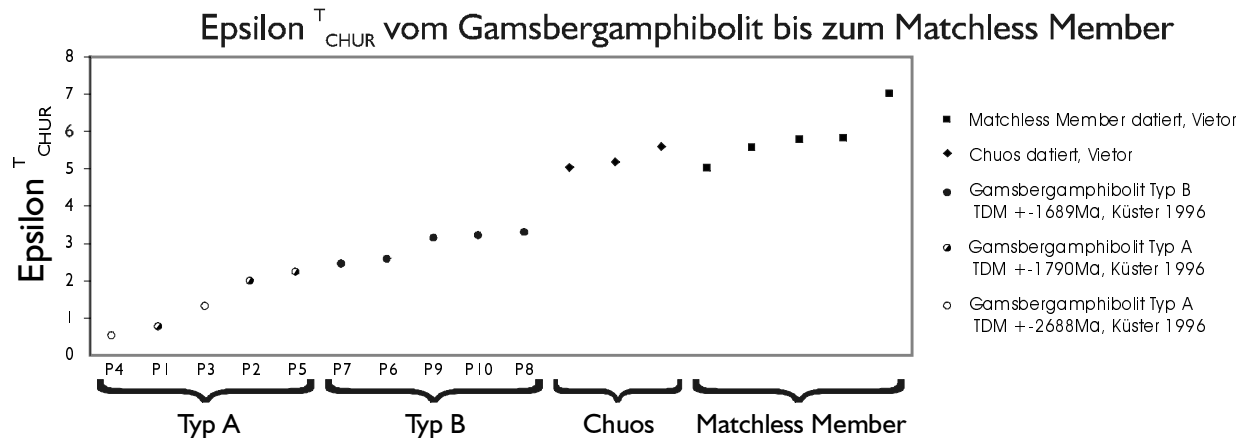


Abb. 12-7: Epsilon^T_{CHUR} Entwicklung des Damara Rifting

Dies zeigt den abnehmenden Einfluß kontinentaler Kruste auf die Basite, welche die sich immer weiter ausdünnende Kruste durchschlagen. Zwischen den Amphiboliten die die GGS intrudieren und denen der Chuos Formation gibt es offensichtlich einen Sprung der Epsilon-Werte um +3 zu Werten nach +5. Dies kann auf eine abrupte Ausdünnung der Kruste deuten. Wahrscheinlich sind aber die Proben in ihrem Entwicklungsstadium zueinander zu weit voneinander entfernt und das potentielle Bindeglied, welches in der Nosib Group oder Kudis Subgroup zu vermuten ist, ist nicht beprobt worden.

Die Matchless Amphibolite erreichen nicht die Epsilon-Werte, die für einen MORB typisch sind.

13 Zusammenfassung

Am NW-Rand des Kalahari Kratons sind eburnische, kibarische und panafricanische Einheiten aufgeschlossen. Die Sedimente dieser Einheiten werden von verschiedenen Intrusiva und Effusiva begleitet, welche ausschließlich mit isotopengeologischen Methoden zu datieren sind, da Fossilien für diese Epoche der Erdgeschichte nicht als Leitfossilien herangezogen werden können. Die eburnische Phase erstreckt sich über einen Zeitraum von 2000-1800Ma, die kibarische orogene Phase hat zwischen 1200-900Ma stattgefunden (CLIFFORD, 1972).

Das Panafrican ist mit einem Bildungsalter von 900-550Ma nicht eindeutig von dem kibarischen Ereignis abzugrenzen. Aus diesem Grund ist es notwendig den initialen Riftvulkanismus des Panafrican am NW-Rand des Kalahari Kratons isotopengeologisch zu untersuchen.

Da diese Riftvulkanite zu Beginn der Orogenese gebildet werden, sollten diese direkt auf dem Grundgebirge, im Arbeitsgebiet vertreten durch die Einheiten der Rehoboth (1900-1750Ma) und der Sinclair Sequenz (1200-1000Ma), auflagern.

Am S-Rand des Congo Kratons sind Riftvulkanite (Naauwpoort Formation) der basalen Damara Sequenz mit Kristallisationsaltern von 747 ± 2 Ma (HOFFMAN et al., 1996) datiert und legen damit das Alter für den kontinentalen Aufbruch an der N-Seite des Khomas Ozeans fest.

13.1 Rehoboth Sequenz

Die Entwicklung der Rehoboth Sequenz findet im Bereich des RBI in einem magmatischen Inselbogen statt. Die juvenile Krustenbildung der GVF und des WIC setzt auf geringmächtiger ozeanischer Kruste ein. Die schwachmetamorphen Einheiten der GVF werden durch die Areb Scherzone von dem hochmetamorphen Mooirivier Komplex getrennt.

Die sedimentären Einheiten wie die Elim Formation, die Billstein Formation und Marienhof Formation stellen BECKER et al. (1996) in den Back Arc Bereich. Für die Elim Formation bestätigen die Dolomit- und Calcitmarmore die Bildung in einem flachmarinen Bereich. In unreifen Serizitquarziten sind Rippelstrukturen und Kreuzschichtungen erhalten. Diese Fazies verzahnt sich mit basischen bis intermediären Laven und Tuffen untergeordnet auch sauren Vulkaniten und wird von mafischen bis ultramafischen Magmatiten intrudiert. Die Elim Formation stellt eine Genese in einem fortgeschrittenen Riftstadium eines Back-Arc-Becken dar.

In der Billstein und Marienhof Formation vollzieht sich ebenfalls ein Übergang von terrestrischer über flachmarine bis hin zu vollmariner Sedimentation. Für die Billstein Formation wird ein basales Konglomerat beschrieben, in dem die Klasten von W nach E in der Größe abnehmen was auf eine zunehmende Landferne hinweist und deshalb als Transgressionskonglomerat interpretiert wird. Im Hangenden folgen Quarzite mit Rippelstrukturen und Kreuzschichtung sowie Serizitquarzite mit Schwermineralbändern. Dies wird als flachaquatisches Ablagerungsmilieu eines litoralen Bereiches interpretiert. Hohe Anteile an basischen bis intermediären, untergeordnet auch sauren Laven, belegen die Nähe zu einem Bereich mit ausgeprägter magmatischer Aktivität wie dies für magmatische Bögen typisch ist. Dieser Einheit aufgelagert sind mächtige gradierte Phyllite, welche turbiditische Tiefwassersedimente darstellen.

Für die kalkalkalischen Granitproben dieser Arbeit stellt sich an Hand der Diskriminierungs-, den Spider- und den SEE-Diagrammen eine Bildung in einer Subduktionszone dar. Die gut definierten U/Pb-Alter am Saagberg eines Ignimbrit von 1782 ± 17 Ma und eines Orthogneis 1738 ± 10 Ma mit der darin enthaltenen glazigenen Ablagerung zeigen die großen Hebungs-

bzw. Absenkraten innerhalb dieses Zeitraumes. Die Bildung eines porphyrischen Granit mit einem U/Pb-Alter von 1776 \pm 10Ma am Kwakwas liegt innerhalb des Ablagerungszeitraumes für die Warvite.

Ein ähnlicher kalkalkaliner Trend ergibt sich für die eburnischen Rostockamphibolite. Die Bestätigung für eine Bildung im Arc Bereich findet sich in den SEE- und Spiderdiagrammen. Rezent bilden sich kalkalkalische Basalte vorwiegend in Subduktionszonen mit kontinentaler Kruste.

Die tholeiitischen Amphibolite der Elim Formation zeigen im Trend identische Muster, wobei Abweichungen in den leicht mobile LILE auf regionale hydrothermale Überprägungen zurückgeführt werden können. Auf Grund der tholeiitischen Zusammensetzung sind die Amphibolite der Elim Formation in den Back Arc Bereich zu stellen.

Ein kalkalkalischer Amphibolit (RNA13) aus dem Liegenden der Hakos Formation von Farm Klein Chausib wird mit Hilfe der U/Pb-Datierung (siehe Anhang, Tabelle III) prä-Damara Einheiten zugeordnet. Bei dem üblichen Verlauf einer Discordia durch den Ursprung kann dieser Amphibolit der Rehoboth Sequenz zugeordnet werden. Die angereicherten leichten SEE legen die Bildung in einem vulkanischen Bogen nahe.

13.2 Sinclair Sequenz

Die Einheiten der Sinclair Sequenz am Gamsberg zeigen die Entwicklung einer ausgedünnten Lithosphäre bis zum einsetzenden Rifting. Während die kalkalkalische Gamsberg Granite Suite (GGS) und die Felsite des Rostock-Inlier vorwiegend eine intraplatten-Signatur aufweisen, wird in den tholeiitischen Gamsbergamphiboliten der zunehmende Einfluß der Mantelkomponente sichtbar.

Für die Granite des Gamsbergs wird die Platznahme nach U/Pb-Altern in zwei Schritten postuliert. Ein älteres Ereignis führt zur Intrusion von Graniten mit Altern um 1300Ma während das jüngere Ereignis vorwiegend von porphyrischen Sills mit Altern um 1100Ma dargestellt wird. Die Zirkone enthalten alte Kerne, so daß es sich bei den U/Pb-Altern um Mischalter handeln kann. Wie weit die Alter des Kerns und der neu gewachsenen Ummantelung differieren, kann ohne die Messung der einzelnen Zonen mit Hilfe der SHRIMP-Methode nicht bestimmt werden. Eine Abrasion der Kerne erscheint nicht sinnvoll, da die älteren Nuclei unregelmäßig von den jüngeren Zonierungen umwachsen werden und deshalb nicht im Mittelpunkt des Mineralkornes liegen.

Die eburnische Rehoboth Sequenz stellt damit das Dach für die Intrusion der GGS dar.

Die geochemischen Signaturen der GGS sind vollkommen identisch mit der oberen kontinentalen Kruste nach TAYLOR & McLENNAN (1985).

In diese felsischen Einheiten intrudieren die subparallel ENE-WSW streichenden Gamsbergamphibolite. Diese tholeiitischen Einheiten sind einem kontinentalen Bereich zuzuordnen und zeigen Extensionscharakter.

Die ϵ -Nd-Werte der Amphibolite nehmen von +0,5 bis +3 zu, wobei der Einfluß der Krustenkomponente abnimmt. Deutlich wird dies in den sinkenden Gehalten an LSEE und den abnehmenden Spikes von Nb und Pb, die für krustengenerierte Magmen typisch sind. Dies führt in den Gamsbergamphiboliten bis hin zur E-MORB-Signatur. Eine Platznahme der Amphibolite als CFB ist nicht auszuschließen. Es handelt sich bei den Amphiboliten des Gamsbergs zwar vorwiegend um Sills und damit schichtparallel Intrusionen, es können aber auch sehr vereinzelt Amphibolit Dykes beobachtet werden. Die Diskordanz zwischen Sinclair und Damara Sequenz am Gamsberg belegt einen Zeitraum der Erosion, welche sowohl die CFB wie auch die basalen Damara Sequenz (Nosib Group) erodiert haben können.

Die Platznahme der älteren Granite am Gamsberg findet in deutlich tieferen Stockwerken statt als die Intrusion der jüngeren Porphyre. Sollte Hebung und damit verbundene Erosion auch

noch während der Intrusion der Gamsbergamphibolite angedauert haben, ist deren effusive Platznahme nicht auszuschließen. Eine fortwährende Hebung an dieser Grabenschulter kann zur Erosion dieser Amphibolite wie auch einer potentiellen Nosib Group geführt haben.

13.3 Damara Sequenz

Für die Gamsbergamphibolite gilt die Zuordnung zur Sinclair Sequenz, da diese die Einheiten der Damara Sequenz nicht intrudieren. Diese Folgerung bezieht sich auf die Geländesituation am Gamsberg, wo im Hangenden der Sinclair Sequenz im tektonischen Kontakt die Corona Formation folgt. Da die basalen Damara Einheiten, wie die Nosib Group am NW-Rand des Kalahari Kratons, nur in regional begrenzten Bereichen zumeist in Muldenpositionen aufgeschlossen sind, zum größten Teil aber fehlen, kann die Zuordnung der Gamsbergamphibolite in die Sinclair Sequenz nicht zwingend sein.

Die Datierungen der magmatischen liegenden Einheiten der Damara Sequenz haben sowohl eburnische als auch kibarische Alter ergeben. Ein initialer Riftvulkanismus der Damara Sequenz konnte nicht datiert werden. Dies kann in unmittelbarem Zusammenhang mit der Situation am NW-Rand des Kalahari Kratons stehen. Die Nosib Group bildet im Bereich der Grabenschulter des Rifts eine Schichtlücke aus. Nur sehr vereinzelt und regional begrenzt treten Arkosen, Carbonate oder Quarzite auf, die in die Kamtsas oder Duruchaus Formation zu stellen sind.

An der Basis der Damara Sequenz am NW-Rand des Kalahari Kratons stehen vorwiegend diamikte Konglomerate bestehend aus granitischen, rhyolithischen und quarzitisches Geröllen der Rehoboth und Sinclair Sequenz an. Besonders mächtig sind diese Konglomerate in der südlichen Weissenfels Synkline entwickelt. Der prominenteste Ausbiss befindet sich an der Westseite des Großen Gamsberges, wo die Einheit als Fanglomerat des WIK, des Gamsberggranit und felsischer Vulkanite ausgebildet 100m Mächtigkeit erreicht mit Klastgrößen von 50m³.

Neben diesen diamikten Konglomeraten treten vereinzelt feinkörnige Biotitschiefer mit geringen Quarz- und Plagioklasgehalten und reine Biotitite auf, welche Stillwasserablagerungen eines limnisch-fluviatilen bis ästuarinen Faziesmilieus darstellen können. Diese basale in der faziellen Ausbildung sehr heterogene Nosib-Einheit überlagert Grundgebirge sowohl der Rehoboth- wie auch der Sinclair Sequenz.

Diesen Einheiten folgen im Hangenden bereits teilweise sehr mächtige Marmore der Corona Formation. Unabhängig davon, ob eine potentiell vorhandene Nosib Formation vergesellschaftet mit initialen Riftvulkaniten bestanden hat und auf Grund stark erhöhter Erosionsraten abgetragen wurde oder sich wegen der hohen Erosionsraten ohnehin keine sedimentären Einheiten ablageren konnten, insistieren beide Interpretationen eine erhebliche Hebungsrate am NW-Rand des Kalahari Kratons.

Isotopengeologisch datierbare Gesteine finden sich am NW-Rand des Kalahari Kratons erst in der Chuos Formation. Die Zeitspanne zwischen Beginn des Damara Rifting (900-1000Ma; MARTIN & PORADA, 1977) steht in engem Zusammenhang mit einsetzender Ablagerung der Nosib Formation, welche von HOFFMAN et al. (1996) auf ein Mindestalter von 756±2Ma datiert wird. Innerhalb dieses Zeitraumes intrudiert ein Orthogneis im Bereich des Rostock-Inlier mit einem Alter von 829±15Ma (PFURR et al., 1991).

13.3.1 Chuos Formation

Die tholeiitischen Chuos Amphibolite belegen in den Diskriminierungsdiagrammen die Felder initialen Riftings und zeigen Extensionscharakter. Die Genese als E-MORB im Rahmen eines Ozeanbodens ist eindeutig. Die leichten SEE sind deutlich geringer angereichert als bei den Gamsbergamphiboliten und zeigen im Verhältnis der Anreicherung

E-MORB Charakter. Im Spiderdiagramm sind die krustentypischen Pb und Nb Anomalien nur sehr schwach entwickelt und zeigen den abnehmenden Einfluß der Krustenkomponente.

Der ε -Nd Wert von +5 bestätigt die Abstammung aus einem verarmten Mantel. Die Sm/Nd-Isochrone ergibt ein Bildungsalter von 782 ± 110 Ma. Die glazigenen Einheiten der Chuos Formation werden zur Sturtian Vereisung gerechnet, welche zwischen 750-700 Ma stattgefunden hat (MEERT & van der VOO, 1994).

13.3.2 Kuiseb Formation / Matchless Member / Matchless Amphibolit

Der Matchless Member erstreckt sich über 300 km von ENE nach WSW zwischen dem Kongo und Kalahari Kraton. Während der Subduktion von Kalahari unter den Kongo Kraton ist der Matchless Member obduziert worden und stellt als Einheit von Sedimenten und Amphiboliten den Ozeanboden der Damara Sequenz dar. Durch diese Obduktion kommt es zur tektonischen Verschuppung und Sequenzverdoppelung (persönl. Mittl. Weber). Für die Untersuchung des Matchless wurden ausschließlich die Amphibolite beprobt.

Die tholeiitischen Amphibolite sind in extensionalen Plattenrandsituationen gebildet und zeigen typische Elementverteilungen der E- und N-MORB. Die SEE-Muster belegen die überwiegende Genese als N-MORB, untergeordnet werden im frühen Stadium der Ozeanöffnung auch E-MORB entwickelt. Deutlicher Hinweis auf ererbte Pb, Nb und Th Anomalien zeigen sich in den Spiderdiagrammen aller beprobten MA. Die ε -Nd Werte entsprechen mit +5 bis +7 einem verarmten Mantel und ergeben ein Isochronenalter von 659 ± 113 Ma.

Eine Ausnahme stellt die Probe Orumbungu dar. Dieser im Gelände und nach der geologischen Karte eindeutig dem MM zuzuordnende Amphibolit zeichnet mit den signifikanten Anreicherungen einen typischen IAB bzw. OIB nach, wodurch sich die erhöhten LSEE-Muster begründen. Der im Vergleich zu den nachfolgenden Proben des MA rezente negative ε -Nd-Wert zeigt den Einfluß eines geringen Anteils an Krustenkomponente. Dies ist aber für eine frühe Ozeanbodenbildung bei geringer Öffnungsweite nicht untypisch. Eine Deutung dieser Probe als Paraamphibolit ist auf Grund des ε -Nd Wertes auszuschließen.

Problematisch ist die Zuordnung der Probe Otjikundua zum MA, da die SEE-Signatur keine Ähnlichkeit zum MORB aufweist und sich erhebliche Abweichungen zu den Spiderdiagrammen der übrigen MA zeigen. Der Probenfundpunkt liegt in der geologischen Karte zwar innerhalb der Kuiseb Formation ist aber 20 km vom bekannten Ausfluß des MM und dessen tektonischer Schichtverdoppelung entfernt.

Wird diese Probe nicht für die Bildung der Sm/Nd-Isochrone herangezogen verringert sich der MSWD von 34 auf 3,2 und das Isochronenalter ergibt einen deutlich geringeren Fehler von 711 ± 35 Ma.

Der Trend der Sm/Nd Isochronenalter wird durch den Geländebefund bestätigt, da die distalen Tinkas Turbidite, welche ihren Ursprung am S-Rand in der Karibib Plattform auf dem Kongo im N des Khomas Meeres haben, in den Khomas Trog geschüttet werden und sich mit dem MM verzahnen. Die Chuos Formation findet sich nur unter den allodapischen Tinkas Turbiditen und fällt im Bereich des MM aus. Daraus folgt, daß sich der MM und die damit verbundene Ozeanöffnung erst nach Ablagerung der Chuos Formation gebildet hat. Für die Chuos Formation ergibt sich am N-Rand des Khomas Troges ein Maximalalter von 747 ± 2 Ma (HOFFMAN et al., 1996), da die dort datierten Naauwpoort Vulkanite in die chuosunterlagernde Nosib Group intrudieren. Damit ergibt sich die Zuordnung der Chuos Formation in die Sturtian-Vereisungsphase.

13.3.3 Hartelust Ignimbrit

Der Hartelust Ignimbrit steht nach SACS (1980) als jüngste Einheit der Vaalgras Subgroup direkt unterhalb der Kuiseb Formation. Angesichts seiner Ausdehnung von 240km im Streichen des Khomas Troges wird eine vulkanische Bildung als Ignimbrit postuliert. Mit dem U/Pb-Alter von 609 ± 8 -15Ma entsteht im Zusammenhang mit den isotopengeologischen Datierungen des MA ein Widerspruch in der bislang gültigen Stratigraphie.

Die Zirkone des Hartelust Ignimbrit enthalten alte Kerne, welche den oberen Schnittpunkt definieren. Der untere Schnittpunkt von 609Ma stellt den Zeitpunkt der Umwachsung und der Platznahme dar. Die riftbezogene Genese innerhalb der orogenen Phase des Kalahari Kratons wird in mehreren Diskriminierungsdiagrammen deutlich. Der Einfluß ererbter Elementgehalte aus den Aufschmelzvorgängen, aus denen auch die Zirkonkerne resultieren, ist nicht abschätzbar. Die SEE-Muster liegen stark angereichert parallel verschoben oberhalb der Zusammensetzung der kontinentalen Kruste nach TAYLOR & McLENNAN (1985) und zeigen eine Plagioklasfraktionierung. Im Spiderdiagramm ergeben sich signifikante von der Krustenzusammensetzung deutlich abweichende Anreicherungen, die in Zusammenhang mit ererbten Elementgehalten stehen.

Der Hartelust Ignimbrit stellt die jüngste datierte Phase des Khomas Troges als Spalteneruption dar. Damit verbunden ist der Übergang von einem sich öffnenden Ozean hin zu einem abtauchenden Krustensegment. Diese Spalteneruption kann in Zusammenhang mit der einsetzenden Subduktion unter den Congo Kraton stehen, da durch das Abreißen der ozeanischen Kruste und die nachfolgende Subduktion am N'Ufer des Khomas Troges sich das Spannungsfeld von einem kompressiven zu einem extensiven umkehrt.

14 Methodik

14.1 Geochemische Analytik

14.1.1 Aufbereitung

Das Probengewicht der Mafite und der sauren Intru- und Effusiva liegt zwischen 10-40kg. Dabei wird ausschließlich frisches unverwittertes Material beprobt, dennoch vorhandene Verwitterungskrusten werden abgesägt. Mittels Backenbrecher und Achatkugelmühle wird ein analysenfeines Gesteinspulver hergestellt (TEUFEL, 1988). Die Probenmenge wird mit Hilfe eines Probenteilers reduziert. Von allen Proben werden Handstücke angefertigt und Dünnschliffe für die Durchlichtmikroskopie hergestellt.

14.1.2 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Mit der RFA werden die Gehalte an Haupt- und Nebenelementen, sowie die Spurenelementen Rb, Sr, Ba, Sc, V, Cr, Ni, Zn, Ga, Y, Zr, Nb, Co und Pb mit dem Röntgenfluoreszenzsequenzspektrometer vom Typ Philips-PW 1408 des Geochemischen Institutes ermittelt. Die Ergebnisse der RFA-Untersuchungen sind im Anhang in Tabelle V bis VII aufgelistet.

Vor dem Aufschluß wird das analysefeine Gesteinspulver 12 Stunden bei 110°C getrocknet. Zu 700mg Probenmaterial wird 4200mg Lithiumtetraborat (LiB_4O_7) zur Schmelzpunktniedrigung in ein Metallschiffchen hinzugegeben. Dann erfolgt die Aufschmelzung, Homogenisierung und Austreibung der flüchtigen Bestandteile wie CO_2 in Platintiegeln in 2 Stufen über einer Sauerstoff-Acetylen-Flamme bei Temperaturen von 1050-1150°C für jeweils 12 Minuten. Diese Schmelze wird danach in auf 900°C vorgewärmte Platinkukillen überführt und abgekühlt.

Die durch die RFA ermittelten Gehalte an Rb und Sr werden zur Berechnung der Spikezugabe für die isotopengeologischen Untersuchungen der Rb/Sr-Methode benutzt, um ein über- oder unterspiken der Proben zu vermeiden und so eine optimale Messung zu gewährleisten.

Die Kalibrierung des Gerätes erfolgt durch die Messung institutsinterner Standards. Zur Kontrolle der externen Reproduzierbarkeit werden internationale Standards des Geological Survey of Japan (GSJ) untersucht. Die gerätetechnischen Meßfehler und Nachweisgrenzen sind von HARTMANN & WEDEPOHL (1992) veröffentlicht.

Zur Bestimmung des internen Fehlers werden Mehrfachbestimmungen an Schmelzaufschlüssen durchgeführt (Tabelle 14-1). Daneben werden die Abweichungen der Messung zu Referenzdaten berechnet (Tabelle 14-2).

| RFA | RNA2 | | | | | | | RNA10 | | | | |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|------------|-------|----------|-------|------|------------|-------|----------|
| | A | B | C | D | Mittelwert | 1S | Rel. [%] | A | B | Mittelwert | 1S | Rel. [%] |
| SiO ₂ | 66.6 | 66.5 | 66.1 | 65.7 | 66.2 | 0.4 | 1 | 63.7 | 63.8 | 63.8 | 0.1 | 0,2 |
| TiO ₂ | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.01 | 2 | 0.7 | 0.7 | 0.7 | 0.02 | 3 |
| Al ₂ O ₃ | 15.2 | 15.3 | 15.5 | 15.8 | 15.4 | 0.2 | 1 | 16.6 | 16.5 | 16.5 | 0.1 | 0.4 |
| Fe gesamt | 2.8 | 2.8 | 2.8 | 2.9 | 2.8 | 0.04 | 1 | 5.3 | 5.3 | 5.3 | 0.005 | 0.1 |
| MnO | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.001 | 1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.001 | 1 |
| MgO | 0.7 | 0.8 | 0.7 | 0.8 | 0.7 | 0.04 | 5 | 1.5 | 1.5 | 1.5 | 0 | 0 |
| CaO | 10.7 | 10.7 | 10.9 | 11.1 | 10.8 | 0.1 | 1 | 4.1 | 4.1 | 4.1 | 0.01 | 0.2 |
| Na ₂ O | 2.6 | 2.6 | 2.6 | 2.6 | 2.6 | 0.02 | 1 | 4.6 | 4.6 | 4.6 | 0.01 | 0.2 |
| K ₂ O | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.004 | 6 | 1.7 | 1.7 | 1.7 | 0.02 | 1 |
| P ₂ O ₅ | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.002 | 2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0 | 0 |
| Summe | 99.4 | 99.4 | 99.3 | 99.6 | 99.4 | 0.1 | 0.1 | 98.6 | 98.5 | 98.5 | 0.1 | 0.1 |
| Nb | 21 | 21 | 20 | 19 | 20 | 0.8 | 4 | 22 | 23 | 23 | 0.5 | 2 |
| Zr | 259 | 254 | 259 | 263 | 259 | 3.2 | 1 | 242 | 245 | 244 | 1.5 | 1 |
| Y | 49 | 47 | 50 | 52 | 50 | 1.8 | 4 | 25 | 28 | 27 | 1.5 | 6 |
| Sr | 214 | 210 | 219 | 220 | 216 | 4.0 | 2 | 387 | 383 | 385 | 2.0 | 1 |
| Rb | 7 | 6 | 8 | 8 | 7 | 0.8 | 11 | 36 | 34 | 35 | 1.0 | 3 |
| Pb | 66 | 63 | 69 | 69 | 67 | 2.5 | 4 | 8 | 9 | 9 | 0.5 | 6 |
| Ga | 15 | 13 | 11 | 14 | 13 | 1.5 | 11 | 21 | 19 | 20 | 1.0 | 5 |
| Zn | 73 | 73 | 70 | 83 | 75 | 4.9 | 7 | 83 | 80 | 82 | 1.5 | 2 |
| Ni | negativ | negativ | negativ | negativ | | | | 3 | 3 | 3 | 0 | 0 |
| Co | 10 | 11 | 6 | 5 | 8 | 2.5 | 32 | 14 | 12 | 13 | 1.0 | 8 |
| Cr | 2 | 4 | 3 | 5 | 4 | 1.1 | 32 | 6 | 5 | 6 | 0.5 | 9 |
| V | 57 | 57 | 58 | 63 | 59 | 2.5 | 4 | 93 | 91 | 92 | 1.0 | 1 |
| Ba | 21 | 25 | 23 | 20 | 22 | 1.9 | 9 | 574 | 565 | 570 | 4.5 | 1 |
| Sc | 12 | 14 | 14 | 14 | 14 | 0.9 | 6 | 15 | 13 | 14 | 1.0 | 7 |

Tabelle 14-1: Ergebnisse der Messungen mit der RFA, Standardabweichung und relativer Fehler (Angaben für die Oxide in Gewichtsprozent, für die Nebenelemente in ppm)

Die Reproduzierbarkeit wird durch Mehrfachmessungen einer Probe mit mehreren Schmelzaufschlüssen überprüft (Tabelle 14-1). Die relative Standardabweichung (1σ) liegt für die Hauptelemente bei 0,5 - 6% und für Spurenelemente bei Konzentrationen >20 ppm meist unter 5%. Bei Konzentrationen nahe der mittleren Nachweisgrenze von 5-10 ppm (persönl. Mittl. Hartmann, 1999), wie z.B. bei Rb, Co, Cr und Ni wird der Fehler deutlich größer als 10%. Allgemein bestätigt sich ein Wachstum des Fehlers bei den Haupt- und Spurenelementen mit abnehmendem Elementgehalt in der Probe. Die Darstellung von relativer Standardabweichung vs. Gehalt ergibt keinen exponentiellen Verlauf.

In Tabelle 14-2 sind die Abweichungen in der Bestimmung durch die RFA zu den internationalen Standards des GSJ dargestellt. Abhängig vom Gehalt kann es bei den Hauptelementen zu Minderbefunden von bis zu 19% kommen, bei extrem geringen Gehalten des P₂O₅ (JG-2) sogar bis zu 700%. Die Spurenelemente zeigen Fehler mit über 10% bei Gehalten unter 10ppm. Abweichend davon weisen die Messungen des Zn immer Fehler >20% auf, was auf Interferenzen beim Meßvorgang zurückzuführen ist (persönl. Mittl. Simon, 1999). Bei Gehalten >10ppm sind die Prozentfehler auf unter 10% einzugrenzen.

| RFA | JB-3 Basalt, GSJ | | | JR-2 Rhyolith, GSJ | | | JG-2 Granit, GSJ | | |
|--------------------------------|---------------------|----------|----------------------|-----------------------|----------|----------------------|---------------------|----------|----------------------|
| | Messung | Referenz | absoluter Fehler [%] | Messung | Referenz | absoluter Fehler [%] | Messung | Referenz | absoluter Fehler [%] |
| SiO ₂ | 51.2 | 50.96 | 0.5 | 76 | 75.69 | 0.4 | 77.3 | 76.83 | 0.6 |
| TiO ₂ | 1.438 | 1.44 | 0.1 | 0.063 | 0.07 | 10 | 0.048 | 0.044 | 9.1 |
| Al ₂ O ₃ | 17.49 | 17.2 | 1.7 | 12.79 | 12.72 | 0.6 | 12.61 | 12.47 | 1.1 |
| Fe gesamt | 11.9 | 11.05 | 7.7 | 0.69 | 0.71 | 2.8 | 0.93 | 0.9 | 3.3 |
| MnO | 0.18 | 0.177 | 1.7 | 0.11 | 0.112 | 1.8 | 0.017 | 0.016 | 6.3 |
| MgO | 5.04 | 5.19 | 2.9 | 0.04 | 0.04 | 0 | 0.03 | 0.037 | 18.9 |
| CaO | 9.84 | 9.79 | 0.5 | 0.51 | 0.5 | 2 | 0.68 | 0.7 | 2.9 |
| Na ₂ O | 2.6 | 2.73 | 4.8 | 3.96 | 3.99 | 0.8 | 3.36 | 3.54 | 5.1 |
| K ₂ O | 0.77 | 0.78 | 1.3 | 4.51 | 4.45 | 1.3 | 4.75 | 4.71 | 0.8 |
| P ₂ O ₅ | 0.286 | 0.294 | 2.7 | 0.016 | 0.012 | 33.3 | 0.016 | 0.002 | 700 |
| Summe | 100.78 | 99.611 | 1.2 | 98.73 | 98.294 | 0.4 | 99.76 | 99.249 | 0.5 |
| Nb | 4 | 2 | 61.9 | 19 | 19 | 1.6 | 17 | 15 | 15.6 |
| Zr | 99 | 98 | 1.2 | 94 | 96 | 2.4 | 112 | 98 | 14.8 |
| Y | 29 | 27 | 7.8 | 50 | 51 | 2.2 | 88 | 87 | 1.7 |
| Sr | 411 | 403 | 2 | 14 | 8 | 72.6 | 20 | 18 | 11.7 |
| Rb | 14 | 15 | 7.3 | 307 | 303 | 1.3 | 305 | 301 | 1.3 |
| Pb | 10 | 6 | 79.2 | 19 | 22 | 11.6 | 35 | 32 | 11.1 |
| Ga | 22 | 20 | 11.1 | 19 | 18 | 6.1 | 18 | 19 | 3.2 |
| Zn | 120 | 100 | 20 | 43 | 28 | 54.7 | 28 | 14 | 105.9 |
| Ni | 33 | 36 | 8.8 | negativ | 2 | | negativ | 4 | |
| Co | 34 | 34 | 0.9 | negativ | 0.5 | | 4 | 4 | 10.5 |
| Cr | 50 | 58 | 13.9 | negativ | 3 | | negativ | 6 | |
| V | 385 | 372 | 3.5 | 5 | 3 | 66.7 | 2 | 4 | 47.1 |
| Ba | 224 | 245 | 8.6 | 29 | 40 | 26.6 | 68 | 81 | 16 |
| Sc | 34 | 34 | 0.6 | 7 | 6 | 25.2 | 3 | 2 | 24 |

Referenzdaten nach Geological Survey Japan, Geochemical Reference Sample;
http://www.aist.go.jp/RIODB/db012/db012_01.html

Tabelle 14-2: Vergleich der RFA-Messungen von internationalen Standards mit den Referenzdaten des GSJ (Angaben für die Oxide in Gewichtsprozent, für die Nebenelemente in ppm)

14.1.3 Induktiv-gekoppelte-Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS)

14.1.3.1 Aufbereitung

Die Herstellung der Analysenlösung erfolgt naßchemisch. Dazu wird 100mg des analysefeinen Gesteinspulvers mit einem internen Standard (10ppb Indium, 10ppb Rhenium) versetzt und zusammen mit 4ml 3-fach destillierter (3*) HF (Flußsäure, 40%), 4ml HClO₄ (Perchlorsäure, 70-73%, p.a.) und 2ml konzentrierter HNO₃ (Salpetersäure, 65%;3*) in einen Teflontiegel gegeben. Dann wird diese Lösung 4-6 Stunden kalt, oder 1-2 Stunden auf der Heizplatte auf 60-70°C erwärmt, um das CO₂ völlig auszutreiben. Wird das CO₂ nicht vor Beginn des Aufschlusses ausgetrieben bildet sich bei der Aufheizung ein starker Überdruck in den Teflontiegeln, wodurch diese zerstört werden.

Nach einer Aufheizphase von 4 Stunden auf die Aufschlußtemperatur von 180°C wird das Gesteinspulver in der Apparatur unter Druck 48 Stunden aufgeschlossen. Danach wird die Apparatur abgekühlt, geöffnet und das Säuregemisch bei 180°C innerhalb von etwa 10 Stunden abgeraucht. Die Aufnahme des Rückstandes wird mit 1ml HNO₃ (3*), 1ml HCl (3*) und 4ml H₂O (4*) durchgeführt. Der zweite Druckaufschluß dauert 4 Stunden bei 180°C.

Nach der Abkühlung wird die Lösung in einen Quarzglas Kolben überführt und auf 100ml aufgefüllt, um die Lösung zu verdünnen. Danach wird die Lösung in zuvor durch 2% HNO₃ angesäuerte PTFE-Flaschen gegeben, welche einmal mit VE-Wasser und danach zweimal mit H₂O (3*) ausgespült und als letztes mit einem Teil der Lösung konditioniert sind. Die Messung mit der ICP-MS sollte möglichst umgehend erfolgen, da bestimmte Elemente an der Oberfläche der PTFE-Flaschen adsorbiert werden und damit das Meßergebnis verfälscht wird.

14.1.3.2 Messung

Die Seltenen Erden Elemente (SEE), sowie die Elemente Rb, Sr, Li, Be, Cs, Sc, Cr, Ni, Zr, Nb, Y, Hf, Ta, U und Th werden mit der ICP-MS (induktiv-gekoppeltes-Plasma-Massenspektrometer) des Geochemischen Instituts vom Typ VG-PlasmaQuad gemessen.

Die Kalibrierung der ICP-MS wird bei jeder Meßreihe erneut durch eine künstliche Multielement-Kalibrierlösung wie auch mit natürlichen Lösungen granitischer, basaltischer und chondritischer Zusammensetzung vorgenommen. Diese Kalibrierlösungen werden innerhalb der Meßreihe wiederholt gemessen, um die Gerätedrift in der nachfolgenden Auswertung zu korrigieren. Dazu dient auch der interne In-Re-Standard (STROH, 1992). Die Verdünnung entspricht 1:1000. Um Memoryeffekte auszuschließen werden nach 10 Proben die Blindwerte gemessen und abgezogen. Zur Überprüfung der externen Reproduzierbarkeit werden internationale Standards des GSJ (JG-2, JB-3, JR-2) gemessen (Tabelle 14-3). Für die interne Reproduzierbarkeit der Naßchemie und des Gerätes werden Doppelbestimmungen benutzt (Tabelle 14-4, Tabelle 14-).

Die Doppelbestimmungen der internationalen Standards (Tabelle 14-3) zeigen im Mittel eine Abweichung zum Sollwert von etwa 10% relativer Abweichung. Bei abnehmenden Gehalten der zu bestimmenden Elemente und Annäherung an die Nachweisgrenze kann es zu einer erheblichen Vergrößerung der Fehler kommen.

Bei der Doppelbestimmung von Proben dieser Arbeit liegen die Fehler im Mittel bei 10% (Tabelle 14-4). Zu beachten ist der abnehmende prozentuale Fehler in der Reihenfolge von Probe 1 nach Probe 6. Zwischen den einzelnen Meßvorgängen der Doppelbestimmung der Probe 1 liegen 20 Messungen anderer Proben, bei Probe 4 liegen 18 Messungen, bei Probe 6 liegen 17 Messungen zwischen erster und zweiter Messung.

Dieser Trend bestätigt sich in Tabelle 14-#. Hier sind direkt aufeinanderfolgende Messungen von Doppelbestimmungen mit der relativen Abweichung zueinander dargestellt. Die Abweichungen der Doppelbestimmungen sind hier deutlich geringer als bei allen anderen Messungen.

Dieses Meßverhalten ist aber auf Grund der vorgenommenen Driftkorrektur unerklärlich.

| Element Isotop | JB-3 | | | | | JR-2 | | | | | JG-2 | | | | |
|-------------------|------|------|-----------------|----------|------------------|------|-----|-----------------|----------|------------------|------|-----|-----------------|----------|------------------|
| | A | B | Mittel- wert | Referenz | Rel. Abw. [%] | A | B | Mittel- wert | Referenz | Rel. Abw. [%] | A | B | Mittel- wert | Referenz | Rel. Abw. [%] |
| Ba 137 | 259 | 262 | 260 | 245 | 6 | 32 | 32 | 32 | 40 | -20 | 69 | 67 | 68 | 81 | -16 |
| Be 9 | 1 | 1 | 1 | 1 | -6 | 4 | 4 | 4 | 4 | 14 | 4 | 4 | 4 | 3 | 21 |
| Bi 209 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | -24 | 1 | 1 | 1 | 1 | -2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 20 |
| Cd 114 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 41 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.02 | 447 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.004 | 2427 |
| Ce 140 | 21 | 21 | 21 | 22 | -2 | 41 | 40 | 41 | 39 | 5 | 54 | 50 | 52 | 48 | 8 |
| Co 59 | 50 | 49 | 50 | 34 | 45 | 0 | 0 | 0 | 0 | -45 | 4 | 4 | 4 | 4 | 19 |
| Cr 52 | 40 | 58 | 49 | 58 | -16 | 1 | 2 | 1 | 3 | -53 | 2 | 2 | 2 | 6 | -72 |
| Cs 133 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 27 | 26 | 27 | 25 | 6 | 7 | 7 | 7 | 7 | 10 |
| Cu 65 | 236 | 233 | 234 | 194 | 21 | 3 | 2 | 2 | 1 | 83 | 1 | 1 | 1 | 0.5 | 191 |
| Dy163 | 4 | 4 | 4 | 5 | -11 | 7 | 7 | 7 | 7 | 2 | 12 | 11 | 12 | 11 | 12 |
| Er 166 | 2 | 2 | 2 | 2 | -6 | 5 | 4 | 5 | 4 | 5 | 8 | 8 | 8 | 6 | 28 |
| Eu 151 | 1 | 1 | 1 | 1 | -0.5 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | -21 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | -5 |
| Gd 154 | 4 | 4 | 4 | 5 | -9 | 5 | 5 | 5 | 6 | -8 | 9 | 8 | 8 | 8 | 3 |
| Hf 178 | 3 | 2 | 3 | 3 | -5 | 6 | 5 | 6 | 5 | 8 | 5 | 5 | 5 | 5 | 6 |
| Ho 165 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 2 | 2 | 2 | 47 |
| La 139 | 8 | 8 | 8 | 9 | -5 | 16 | 16 | 16 | 16 | -0.3 | 22 | 20 | 21 | 20 | 5 |
| Li 6 | 7 | 7 | 7 | 7 | 2 | 79 | 78 | 78 | 79 | -1 | 40 | 39 | 40 | 42 | -6 |
| Lu 175 | 0.4 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | -10 | 1 | 1 | 1 | 1 | -0.3 | 1 | 1 | 1 | 1 | 4 |
| Mo 95 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 3 | 3 | 3 | 3 | -18 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | 0.4 | -33 |
| Nb 93 | 2 | 2 | 2 | 2 | -13 | 23 | 22 | 23 | 19 | 20 | 18 | 19 | 19 | 15 | 28 |
| Nd 146 | 16 | 16 | 16 | 16 | 1 | 22 | 21 | 21 | 20 | 5 | 31 | 27 | 29 | 26 | 9 |
| Ni 60 | 50 | 50 | 50 | 36 | 39 | 1 | 1 | 1 | 2 | -51 | 2 | 2 | 2 | 4 | -46 |
| Pb 207 | 5 | 5 | 5 | 6 | -14 | 23 | 22 | 22 | 22 | 3 | 31 | 30 | 31 | 32 | -3 |
| Pr 141 | 3 | 3 | 3 | 3 | 7 | 6 | 5 | 5 | 5 | 15 | 7 | 7 | 7 | 6 | 14 |
| Rb 85 | 17 | 17 | 17 | 15 | 14 | 264 | 266 | 265 | 303 | -13 | 253 | 255 | 254 | 301 | -16 |
| Sc 45 | 29 | 29 | 29 | 34 | -15 | 5 | 5 | 5 | 6 | -16 | 3 | 2 | 2 | 2 | -1 |
| Sm 147 | 4 | 4 | 4 | 4 | 5 | 6 | 6 | 6 | 6 | 9 | 10 | 9 | 9 | 8 | 22 |
| Sn1 20 | 1 | 1 | 1 | 1 | -16 | 4 | 3 | 3 | 4 | -1 | 3 | 3 | 3 | 3 | -4 |
| Sr 88 | 499 | 500 | 499 | 403 | 24 | 10 | 10 | 10 | 8 | 23 | 20 | 20 | 20 | 18 | 12 |
| Ta 181 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 104 | 3 | 3 | 3 | 2 | 39 | 4 | 4 | 4 | 3 | 37 |
| Tb 159 | 1 | 1 | 1 | 1 | -9 | 1 | 1 | 1 | 1 | -6 | 2 | 2 | 2 | 2 | 11 |
| Th 232 | 1 | 1 | 1 | 1 | -6 | 33 | 32 | 33 | 31 | 4 | 29 | 48 | 38 | 32 | 21 |
| Tl 205 | 0.2 | 0.02 | 0.1 | 0.05 | 127 | 1 | 1 | 1 | 2 | -29 | 1 | 1 | 1 | 2 | -33 |
| Tm 169 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | -17 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 |
| U 238 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | -1 | 12 | 12 | 12 | 11 | 9 | 11 | 15 | 13 | 11 | 12 |
| W 183 | 1 | 1 | 1 | 1 | 8 | 3 | 2 | 3 | 2 | 40 | 23 | 22 | 22 | 23 | -3 |
| Y 89 | 28 | 28 | 28 | 27 | 4 | 53 | 53 | 53 | 51 | 4 | 90 | 86 | 88 | 87 | 2 |
| Yb 174 | 2 | 2 | 2 | 3 | -8 | 6 | 5 | 6 | 5 | 5 | 8 | 8 | 8 | 7 | 21 |
| Zn 66 | 146 | 133 | 139 | 100 | 39 | 49 | 28 | 38 | 28 | 38 | 9 | 12 | 10 | 14 | -25 |
| Zr 91 | 105 | 108 | 106 | 99 | 8 | 106 | 104 | 105 | 96 | 9 | 119 | 113 | 116 | 98 | 19 |

Tabelle 14-3: Ergebnisse der Doppelbestimmungen der Standards JB-3, JR-2 und JG-2 des GSJ (ICP-MS-Messung) und der relativen Abweichung

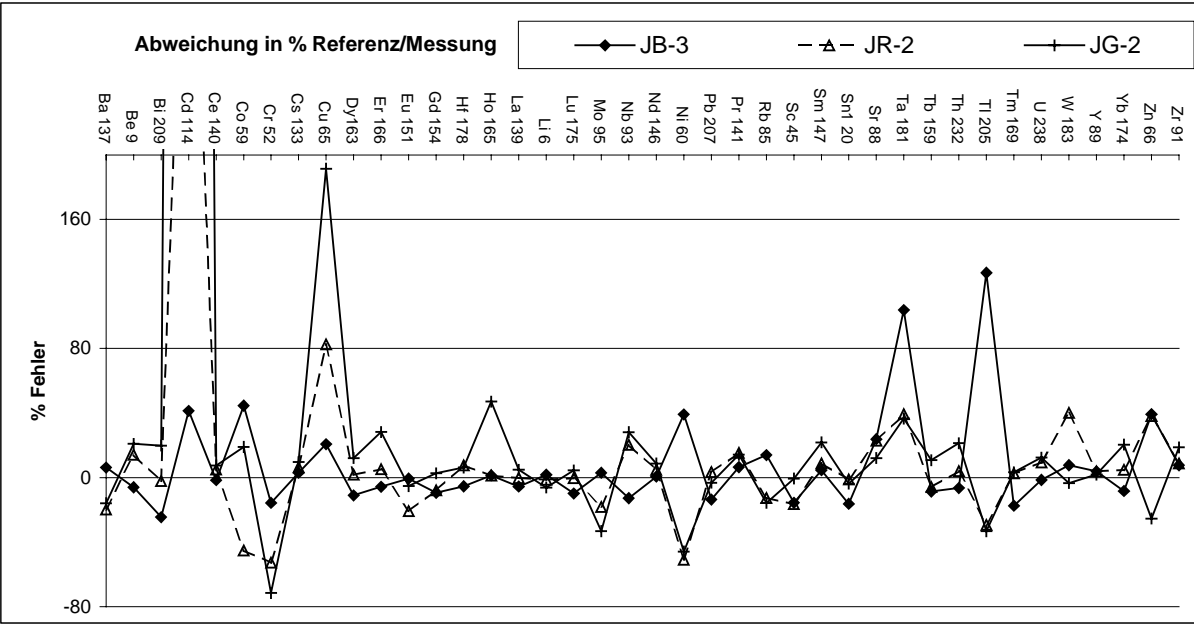


Abb. 14-1: Graphische Darstellung der Abweichung von Messung zu den Referenzdaten (ICP-MS)

| Element Isotop | Probe 1A | Probe 1B | Mittel- wert | Standd abw. | Rel. [%] | Probe 4A | Probe 4B | Mittel- wert | Standd abw. | Rel. [%] | Probe 6A | Probe 6B | Mittel- wert | Standd abw. | Rel. [%] |
|-------------------|-------------|-------------|-----------------|----------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|----------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|----------------|-------------|
| Ba 137 | 1925 | 1545 | 1735 | 190.0 | 11 | 1464 | 1624 | 1544 | 80.0 | 5 | 1139 | 1085 | 1112 | 26.9 | 2 |
| Be 9 | 2 | 2 | 2 | 0.2 | 9 | 2 | 3 | 3 | 0.2 | 8 | 2 | 2 | 2 | 0.04 | 2 |
| Cd 114 | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.005 | 6 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.01 | 7 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.001 | 2 |
| Ce 140 | 167 | 121 | 144 | 23.1 | 16 | 157 | 153 | 155 | 2.1 | 1 | 139 | 126 | 133 | 6.2 | 5 |
| Co 59 | 10 | 8 | 9 | 1.0 | 12 | 6 | 7 | 7 | 0.7 | 10 | 2 | 2 | 2 | 0.2 | 8 |
| Cr 52 | 13 | 13 | 13 | 0.3 | 2 | 6 | 11 | 9 | 2.2 | 26 | -1 | 2 | 1 | 1.4 | 169 |
| Cs 133 | 1 | 1 | 1 | 0.1 | 11 | 4 | 4 | 4 | 0.1 | 3 | 2 | 2 | 2 | 0.1 | 5 |
| Cu 65 | 40 | 32 | 36 | 4.3 | 12 | 15 | 16 | 16 | 0.5 | 3 | 4 | 5 | 4 | 0.2 | 6 |
| Dy 163 | 10 | 7 | 8 | 1.1 | 12 | 9 | 8 | 8 | 0.7 | 8 | 6 | 5 | 6 | 0.1 | 2 |
| Er 166 | 6 | 5 | 5 | 0.5 | 10 | 5 | 5 | 5 | 0.4 | 7 | 4 | 4 | 4 | 0.03 | 1 |
| Eu 151 | 2 | 2 | 2 | 0.3 | 15 | 2 | 2 | 2 | 0.1 | 4 | 1 | 1 | 1 | 0.01 | 2 |
| Gd 154 | 15 | 12 | 14 | 1.9 | 14 | 15 | 13 | 14 | 0.9 | 6 | 8 | 8 | 8 | 0.001 | 0.02 |
| Hf 178 | 5 | 4 | 4 | 0.4 | 9 | 4 | 4 | 4 | 0.3 | 7 | 7 | 7 | 7 | 0.1 | 1 |
| Ho 165 | 2 | 2 | 2 | 0.2 | 12 | 2 | 2 | 2 | 0.1 | 8 | 1 | 1 | 1 | 0.0 | 1 |
| La 139 | 80 | 61 | 71 | 9.8 | 14 | 83 | 75 | 79 | 4.1 | 5 | 55 | 51 | 53 | 2.0 | 4 |
| Li 7 | 15 | 12 | 14 | 1.7 | 12 | 19 | 20 | 20 | 0.2 | 1 | 11 | 9 | 10 | 0.7 | 7 |
| Lu 175 | 1 | 1 | 1 | 0.1 | 7 | 1 | 1 | 1 | 0.03 | 4 | 1 | 1 | 1 | 0.02 | 4 |
| Mo 95 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.03 | 12 | 0 | 1 | 1 | 0.1 | 25 | 0 | 1 | 1 | 0.1 | 25 |
| Nb 93 | 25 | 20 | 23 | 2.4 | 11 | 18 | 21 | 19 | 1.7 | 9 | 21 | 22 | 22 | 0.7 | 3 |
| Nd 146 | 73 | 52 | 62 | 10.3 | 16 | 73 | 67 | 70 | 3.2 | 5 | 40 | 39 | 40 | 0.4 | 1 |
| Ni 60 | 16 | 15 | 15 | 0.4 | 3 | 6 | 8 | 7 | 0.9 | 13 | 1 | 2 | 2 | 0.6 | 35 |
| Pb 207 | 28 | 20 | 24 | 3.6 | 15 | 24 | 23 | 24 | 0.6 | 2 | 28 | 31 | 30 | 1.3 | 4 |
| Pr 141 | 19 | 14 | 17 | 2.4 | 14 | 20 | 18 | 19 | 0.6 | 3 | 13 | 12 | 12 | 0.5 | 4 |
| Rb 85 | 114 | 93 | 104 | 10.3 | 10 | 142 | 162 | 152 | 9.8 | 6 | 247 | 234 | 241 | 6.7 | 3 |
| Sc 45 | 7 | 5 | 6 | 0.9 | 16 | 9 | 8 | 9 | 0.3 | 3 | 6 | 4 | 5 | 1.2 | 25 |
| Sm 147 | 13 | 10 | 11 | 1.8 | 16 | 13 | 12 | 12 | 0.5 | 4 | 7 | 7 | 7 | 0.1 | 2 |

| Element Isotop | Probe 1A | Probe 1B | Mittel- wert | Standd abw. | Rel. [%] | Probe 4A | Probe 4B | Mittel- wert | Standd abw. | Rel. [%] | Probe 6A | Probe 6B | Mittel- wert | Standd abw. | Rel. [%] |
|-------------------|-------------|-------------|-----------------|----------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|----------------|-------------|-------------|-------------|-----------------|----------------|-------------|
| Sn 120 | 2 | 1 | 1 | 0.2 | 16 | 2 | 3 | 2 | 0.1 | 4 | 2 | 2 | 2 | 0.1 | 6 |
| Sr 88 | 200 | 156 | 178 | 21.9 | 12 | 155 | 194 | 174 | 19.4 | 11 | 59 | 60 | 59 | 0.4 | 1 |
| Ta 181 | 3 | 2 | 2 | 0.3 | 15 | 2 | 2 | 2 | 0.2 | 8 | 3 | 3 | 3 | 0.2 | 8 |
| Tb 159 | 2 | 1 | 1 | 0.2 | 14 | 2 | 1 | 1 | 0.1 | 8 | 1 | 1 | 1 | 0.0002 | 0.02 |
| Th 232 | 20 | 16 | 18 | 2.0 | 12 | 25 | 22 | 24 | 1.6 | 7 | 41 | 42 | 41 | 0.2 | 1 |
| Tl 205 | 0.3 | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 27 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | 0.04 | 12 | 1 | 1 | 1 | 0.2 | 24 |
| Tm 169 | 1 | 1 | 1 | 0.1 | 10 | 1 | 1 | 1 | 0.04 | 6 | 1 | 1 | 1 | 0.02 | 3 |
| U 238 | 3 | 3 | 3 | 0.3 | 10 | 4 | 3 | 4 | 0.2 | 5 | 5 | 5 | 5 | 0.01 | 0.1 |
| W 183 | 1 | 0.5 | 1 | 0.1 | 20 | 2 | 2 | 2 | 0.05 | 3 | 2 | 2 | 2 | 0.1 | 6 |
| Y 89 | 58 | 47 | 52 | 5.7 | 11 | 41 | 50 | 46 | 4.5 | 10 | 38 | 39 | 39 | 0.3 | 1 |
| Yb 174 | 6 | 5 | 5 | 0.3 | 6 | 5 | 5 | 5 | 0.3 | 5 | 5 | 4 | 4 | 0.1 | 3 |
| Zn 66 | 48 | 53 | 51 | 2.4 | 5 | 64 | 72 | 68 | 4.3 | 6 | 15 | 14 | 14 | 0.8 | 5 |
| Zr 90 | 212 | 155 | 184 | 28.1 | 15 | 124 | 191 | 158 | 33.3 | 21 | 257 | 267 | 262 | 4.7 | 2 |

Tabelle 14-4: Ergebnisse von 3 Doppelmessungen, Standardabweichung und relative Standardabweichung (ICP-MS)

| Element Isotop | RNA2 | | | RNA9 | | | RNA10 | | | RNA16 | | |
|-------------------|------------|------------|-------------|------------|------------|-------------|------------|------------|-------------|------------|------------|-------------|
| | Mittelwert | Standdabw. | Rel. [%] | Mittelwert | Standdabw. | Rel. [%] | Mittelwert | Standdabw. | Rel. [%] | Mittelwert | Standdabw. | Rel. [%] |
| Ba137 | 19 | 0.52 | 3 | 1119 | 60.97 | 5 | 630 | 15.93 | 3 | 140 | 1 | 1 |
| Be9 | 1 | 0.01 | 0.4 | 2 | 0.09 | 4 | 2 | 0.09 | 4 | 18 | 1 | 4 |
| Cd114 | 0.2 | 0.005 | 3 | 0.1 | 0.02 | 11 | 0.1 | 0.00 | 2 | 1 | 0.02 | 3 |
| Ce140 | 157 | 2.43 | 2 | 165 | 22.94 | 14 | 70 | 0.66 | 1 | 504 | 11 | 2 |
| Co59 | 7 | 0.02 | 0.4 | 6 | 0.12 | 2 | 17 | 0.29 | 2 | 1 | 0.3 | 20 |
| Cr52 | 3 | 1.37 | 41 | 8 | 0.16 | 2 | 12 | 2.43 | 20 | 2 | 1 | 57 |
| Cs133 | 0.1 | 0.001 | 1 | 1 | 0.04 | 6 | 1 | 0.03 | 2 | 1 | 0.001 | 0.2 |
| Cu65 | 10 | 3.12 | 30 | 27 | 0.72 | 3 | 95 | 1.76 | 2 | 5 | 0.4 | 8 |
| Dy163 | 9 | 0.09 | 1 | 9 | 0.98 | 12 | 4 | 0.06 | 1 | 46 | 1 | 3 |
| Er166 | 5 | 0.04 | 1 | 5 | 0.59 | 11 | 3 | 0.09 | 3 | 28 | 1 | 3 |
| Eu151 | 1 | 0.02 | 2 | 2 | 0.05 | 3 | 2 | 0.01 | 1 | 3 | 0.1 | 3 |
| Gd154 | 11 | 0.24 | 2 | 12 | 1.12 | 9 | 7 | 0.02 | 0.3 | 45 | 1 | 3 |
| Hf178 | 5 | 0.29 | 6 | 5 | 0.21 | 4 | 1 | 0.08 | 6 | 60 | 2 | 4 |
| Ho165 | 2 | 0.001 | 0.05 | 2 | 0.20 | 11 | 1 | 0.01 | 1 | 9 | 0.2 | 2 |
| La139 | 81 | 1.70 | 2 | 84 | 11.92 | 14 | 29 | 0.33 | 1 | 236 | 6 | 2 |
| Li7 | 1 | 0.03 | 2 | 16 | 0.73 | 5 | 11 | 0.15 | 1 | 13 | 0.01 | 0.1 |
| Lu175 | 1 | 0.005 | 1 | 1 | 0.07 | 9 | 0.4 | 0.01 | 2 | 4 | 0.1 | 2 |
| Mo95 | 0.3 | 0.01 | 3 | 0.2 | 0.10 | 42 | 1 | 0.25 | 25 | 2 | 0.1 | 3 |
| Nb93 | 18 | 0.44 | 2 | 24 | 1.94 | 8 | 28 | 1.18 | 4 | 465 | 7 | 1 |
| Nd146 | 66 | 2.10 | 3 | 65 | 8.47 | 13 | 34 | 0.66 | 2 | 232 | 7 | 3 |
| Ni60 | 7 | 0.21 | 3 | 5 | 0.16 | 3 | 20 | 1.46 | 7 | 2 | 1 | 33 |
| Pb207 | 67 | 0.36 | 1 | 14 | 0.22 | 2 | 8 | 0.16 | 2 | 12 | 0.2 | 1 |
| Pr141 | 18 | 0.50 | 3 | 19 | 2.53 | 13 | 9 | 0.18 | 2 | 61 | 2 | 3 |
| Rb85 | 1 | 0.02 | 2 | 107 | 5.07 | 5 | 36 | 0.47 | 1 | 95 | 1 | 1 |
| Sc45 | 8 | 0.65 | 9 | 9 | 0.09 | 1 | 12 | 0.05 | 0.4 | 1 | 0.1 | 8 |

| Element Isotop | Mittelwert | Standdabw. | Rel. [%] | Mittelwert | Standdabw. | Rel. [%] | Mittelwert | Standdabw. | Rel. [%] | Mittelwert | Standdabw. | Rel. [%] |
|-------------------|------------|------------|-------------|------------|------------|-------------|------------|------------|-------------|------------|------------|-------------|
| Sm147 | 11 | 0.28 | 2 | 12 | 1.37 | 12 | 7 | 0.12 | 2 | 52 | 2 | 3 |
| Sn120 | 2 | 0.01 | 0.4 | 3 | 0.43 | 16 | 2 | 0.05 | 3 | 26 | 1 | 2 |
| Sr88 | 191 | 2.72 | 1 | 139 | 1.07 | 1 | 488 | 8.02 | 2 | 64 | 0.3 | 0.5 |
| Ta181 | 2 | 0.03 | 2 | 3 | 0.16 | 6 | 2 | 0.05 | 3 | 30 | 1 | 3 |
| Tb159 | 1 | 0.02 | 1 | 1 | 0.19 | 13 | 1 | 0.01 | 1 | 8 | 0.2 | 2 |
| Th232 | 28 | 0.21 | 1 | 23 | 2.30 | 10 | 4 | 0.01 | 0.3 | 34 | 0.5 | 1 |
| Ti205 | 0.04 | 0.004 | 10 | 0.2 | 0.001 | 1 | 0.1 | 0.001 | 2 | 0.1 | 0.01 | 4 |
| Tm169 | 1 | 0.01 | 1 | 1 | 0.08 | 10 | 0.4 | 0.01 | 3 | 4 | 0.1 | 2 |
| U238 | 5 | 0.04 | 1 | 5 | 0.18 | 4 | 1 | 0.03 | 2 | 9 | 0.2 | 2 |
| W183 | 1 | 0.05 | 5 | 4 | 0.11 | 3 | -0.1 | 0.00 | -2 | 1 | 0.1 | 6 |
| Y89 | 38 | 0.65 | 2 | 58 | 5.30 | 9 | 31 | 0.92 | 3 | 309 | 3 | 1 |
| Yb174 | 5 | 0.02 | 0.5 | 5 | 0.51 | 9 | 3 | 0.09 | 3 | 26 | 1 | 2 |
| Zn66 | 70 | 9.85 | 14 | 36 | 0.22 | 1 | 83 | 1.78 | 2 | 141 | 2 | 1 |
| Zr90 | 167 | 12.97 | 8 | 244 | 12.06 | 5 | 63 | 4.78 | 8 | 2736 | 79 | 3 |

Tabelle 14-5: Direkt aufeinanderfolgende Doppelmessungen, Mittelwert, Standardabweichung, relative Standardabweichung (ICP-MS)

Für die Untersuchung in Diskriminierungs- und Spiderdiagrammen werden die Daten der RFA und ICP-MS-Messung mit dem jeweils geringsten zu erwartenden Fehler benutzt. Für die Darstellung der SEE werden ausschließlich ICP-MS-Daten herangezogen.

Der Gehalt an Fe^{2+} wird nicht bestimmt, da das ursprüngliche $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ -Verhältnis durch die Metamorphosen und hydrothermalen Überprägungen verändert ist und damit keine Aussagen über die Magmengenese getroffen werden können. Das Fe^{2+} wird nach dem Algorithmus von CLARKE (1987-1993) in NewPet berechnet.

14.2 Isotopenanalytik

14.2.1 Theoretische Grundlagen

RUTHERFORD & SODDY postulieren 1902 das radioaktive Zerfallsgesetz, wonach die Atome eines instabilen radioaktiven Kernes spontan unter Aussendung von α - und β -Teilchen in stabile Tochterisotope zerfallen. Der radioaktive Zerfall ist nicht durch chemische oder physikalische Einflüsse zu manipulieren.

Dabei ist die Anzahl der instabilen Mutterisotope N proportional zur Anzahl der Atome N zum Zeitpunkt t , woraus folgt:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N.$$

Wird diese Gleichung integriert ergibt sich

$$-\ln N = \lambda t + C. \quad [\text{Gleichung 1}]$$

Die Integrationskonstante C entspricht der Ausgangszusammensetzung bei $t = 0$ mit einer ursprünglichen Zahl der radioaktiven Atome N_0 , woraus folgt

$$C = -\ln N_0 \quad [\text{Gleichung 2}]$$

Gleichung 2 in 1 eingesetzt ergibt nach Umformungen das Zerfallsgesetz

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad [\text{Gleichung 3}]$$

dabei ist:

N = die Anzahl der nach Ablauf der Zeit t noch nicht zerfallenen Mutternuklide; N_0 = Anzahl der ursprünglich zu Beginn bei $t=0$ vorhandenen Mutternuklide; t = Dauer des Zerfalls; e = Basis des natürlichen Logarithmus; λ = Zerfallskonstante.

Die Gleichung 3 enthält 2 Unbekannte (N_0 und t). N_0 wird durch die Anzahl der durch den Zerfallsprozeß entstehenden Tochternuklide D und die Anzahl der noch vorhandenen radioaktiven Mutterisotope ersetzt

$$N_0 = N + D. \quad \text{[Gleichung 4]}$$

In Gleichung 3 eingesetzt ergibt sich damit

$$N = (N+D) e^{-\lambda t}$$

$$N e^{\lambda t} = N + D$$

$$D = N (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{bzw.} \quad t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{D}{N} + 1 \right) \quad \text{[Gleichung 5]}$$

N ist die Anzahl der noch vorhandenen Atome des Mutternuklides zu einer beliebigen Zeit.

Dies ist die grundlegende Gleichung für die isotopengeologische Bearbeitung der Zerfallssysteme, da die Zahl der Tochter- und Mutternuklide eines Isotopensystems bestimmbar ist. Voraussetzung für diese Untersuchung ist das seit Beginn des Zerfalls keine Tochter- oder Mutternuklide zu- oder abgeführt wurden.

Neben der Zerfallskonstanten wird in der Isotopengeochemie die Halbwertszeit T berechnet. Die Halbwertszeit definiert den Zeitraum eines Isotopensystems, nach dem die Hälfte der radioaktiven Elemente in die stabilen Tochternuklide zerfallen ist. Die Halbwertszeit ergibt sich aus

$$N = 1/2 N_0$$

$$\frac{N_0}{2} = N_0 e^{-\lambda T}$$

$$\ln(1/2) = -\lambda T$$

$$\ln 2 = \lambda T$$

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda}.$$

Graphische Darstellung und Fehlerbetrachtung

Die Ergebnisse der massenspektrometrischen Untersuchung werden nach den von YORK (1969), WILLIAMSON (1968), TITTERINGTON & HALLIDAY (1979) und LUDWIG (1980, 1983) veröffentlichten Methoden für Regressionsgeraden iterativ errechnet und mit dem Programm GEODATE Version 2.2 von EGLINGTON & HARMER (1991) dargestellt. In die Iteration geht der Fehler der X- und Y-Koordinaten sowie die Fehlerkorrelation mit ein.

Zur Beurteilung der Qualität einer Regressionsgerade dient die „mittlere quadratische gewichtete Abweichung“ (Mean Square Weighted Deviation [MSWD]) der Analysenpunkte zur Isochrone (WILLIAMSON 1968). Der MSWD berechnet sich aus der Summe der quadratischen Abweichungen der Analysepunkte zur Regressionsgeraden geteilt durch die Anzahl der Freiheiten (Anzahl der Analysepunkte minus 2). Überschreitet der MSWD den kritischen Wert („critical F“) werden die absoluten Fehler der Altersbestimmung (2σ -Fehler, bei 95% Bestimmtheitsgrad) durch die Quadratwurzel von MSWD/critical F vergrößert (LUDWIG, 1980, 1983).

14.2.2 Isotopenverdünnungsmethode (Isotope dilution, ID)

Für die Lösung der Gleichung nach t

$$D = N (e^{\lambda t} - 1)$$

muß die Zahl der Mutter- (N) und Tochternuklide (D) oder deren Atomverhältnisse bekannt sein.

Dazu wird nach TILTON et al. (1957) zu einer unbekannten Probe eine in Konzentration und Isotopie bekannte Menge eines Spikes hinzugegeben. Der Spike ist in einem oder mehreren Isotopen, welche in der Natur nur in geringen Mengen vorhanden sind, angereichert. Dieser Spike unterscheidet sich deshalb deutlich von der natürlichen Isotopie der Probe. Die Messung der „gespikten“ Probe ergibt Isotopenverhältnisse mit denen auch geringste Konzentrationen des Elementes in der Probe exakt berechnet werden. Die Einwaage, das Spikegewicht, Isotopie und Konzentration des Spikes und die natürliche Isotopie des Elementes müssen dazu bekannt sein.

Für die U/Pb-Methode wird zur Konzentrationsbestimmung des Uran und Blei ein Doppelspike verwendet (COMPSTON & OVERSBY, 1969; HAMELIN et al., 1985). Dazu werden ein gespiktes und ein ungespiktes Aliquot gemessen, da der Spike mit den natürlichen Nukliden interferiert.

14.2.3 U/Pb-Methode an Zirkonen

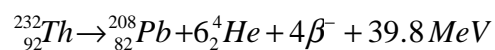
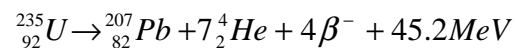
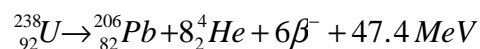
14.2.3.1 Grundlagen

Durch den radioaktiven Zerfall der Uranisotope ^{238}U , ^{235}U , ^{234}U und Th ^{232}Th bilden sich über mehrere Zwischenschritte die stabilen Tochterisotope der Elemente Pb und Th.

| Element | Häufigkeit (%) | Halbwertszeit (a) | Zerfallskonstante λ (a^{-1}) |
|-------------------|----------------|---------------------|---|
| ^{238}U | 99.2743 | $4.468 \cdot 10^9$ | $1.55125 \cdot 10^{-10}$ |
| ^{235}U | 0.7200 | $0.7038 \cdot 10^9$ | $9.8485 \cdot 10^{-10}$ |
| ^{232}Th | 100.00 | $14.010 \cdot 10^9$ | $4.9475 \cdot 10^{-11}$ |

Tabelle 14-6: Prozentuale Häufigkeit, Halbwertszeit und Zerfallskonstanten nach STEIGER & JÄGER (1977)

Bei dem Zerfall von Uran und Thorium zu Blei kommt es zur Bildung von He und β -Strahlung.



Bedingung für die Anwendung des U-Th-Pb-Systems ist, daß das System für den Zeitraum des Zerfalls für die Mutter- und Tochternuklide geschlossen gewesen ist und die Zerfallskonstanten für ^{238}U , ^{235}U und ^{232}Th bekannt sind. Weiterhin muß die Ausgangsisotopie für Uran und Blei normal sein und die Isotopenfraktionierung des Materials ausgeschlossen werden können.

Minerale wie Zirkon, Monazit und Titanit bauen bei ihrer Kristallisation bevorzugt U sowie Th und kaum Pb ein. Sie bieten damit optimale Voraussetzung für eine Datierung nach der U-Th-Pb-Methode. Auch uran- und thoriumhaltige Minerale wie Apatit, Uraninit, Xenotim und Thorit sind zur Altersdatierung mit dieser Methode nutzbar.

14.2.3.2 Probenauswahl

Voraussetzung für ein im Idealfall geschlossenes Isotopensystem ist frisches, homogenes, unverwittertes Material. Die Entfernung des Probenpunktes zu geologischen Störungen und Gangfüllungen sollte so groß wie möglich sein. Die Probenmengen betragen zwischen 10 bis 60kg.

14.2.3.3 Grobpräparation

Die Proben werden bereits im Gelände von groben Verwitterungskrusten befreit. Im Institut werden festsitzende Krusten und Silifizierungen abgetrennt und die Gesteine in handstückgroße Teile zersägt, gewaschen und getrocknet. Die weitere Separation und Anreicherung der Zirkone orientiert sich an der von TEUFEL (1988) beschriebenen Methode. Im Backenbrecher wird das Material in 2 Schritten bis auf Grobsandkorngröße gebrochen. Nach der Abtrennung des Geochemicaliquots (ca. 0,8kg) wird die restliche Probe auf das Rüttelsieb mit einer Maschenweite von 250µm gegeben. Die Fraktion >250µm wird mit der Walzenmühle bei verschiedenen Walzenabständen von etwa 5-1mm weiter zerkleinert und nach jedem Durchgang wiederum über das Rüttelsieb geschickt. Die Fraktion <250µm wird auf einem WILFEY-Naßrütteltisch in 5 Schwerefraktionen aufgeteilt.

14.2.3.4 Feinpräparation

Die auf dem WILFEY-Naßrütteltisch gewonnene erste Schwerefraktion wird im FRANTZ-Magnetscheider von den magnetischen Bestandteilen getrennt. Dabei ist zu beachten, daß Zirkone Verunreinigungen enthalten können, wodurch die Zirkone paramagnetisch und dann nicht wie erwartet in der diamagnetischen Fraktion zu finden sind. Je nach Höffigkeit wird dann diese Fraktion in der Schwerentrennung mit Bromoform ($\rho=2.89\text{g/cm}^3$) und mit Diiodmethan ($\rho=3.32\text{g/cm}^3$) im Zirkongehalt (Zirkondichte: 4,6 - 4,79g/cm³) angereichert. Nach einer weiteren Separierung durch den FRANTZ-Magnetscheider können dann die einschlußfreien diamagnetischen Zirkone in die Fraktionen <45µm, 45-60µm, 60-80µm, 80-100µm, 100-125µm, 125-160µm und 160-250µm mit Nyloneinwegsieben aufgeteilt werden. Je nach Korngrößenverteilung werden dann, um die notwendige Einwaage zu erreichen, die Zirkonfraktionen zusammengefaßt. Um ein möglichst großes Spektrum von ²⁰⁷Pb/²³⁵U- und ²⁰⁶Pb/²³⁸U-Verhältnissen und der zu erwartenden Diskordanz zu erhalten, sollten im optimalen Fall alle Fraktionen getrennt voneinander untersucht werden. Theoretisch zeigt die größte und die kleinste Fraktion die unterschiedlichsten Verhältnisse und sollten deshalb routinemäßig aufgeschlossen werden.

Unter dem Binokular werden die Zirkone handverlesen, was zu einem Reinheitsgrad von >99% führt. Für die Analytik werden möglichst einschlußfreie, diamagnetische Zirkone verwendet, um die Menge des zu erwartenden Anteils an inkorporierten gewöhnlichen Bleis zu minimieren und die Messung störendes Eisen auszuschließen.

14.2.3.5 Chemische Aufbereitung

Das Aufschlußverfahren orientiert sich an KROGH (1973). Zunächst werden die Zirkonfraktionen in 2N HCl (4*= 4-fach destillierte Säure) im Ultraschallbad 5 Minuten gereinigt. Dieser Vorgang wird mit H₂O (4*) und Aceton (4*) wiederholt. Danach werden die Zirkonfraktionen getrocknet und in Teflontiegel eingewogen (Einwaage = 0,5-5mg). Der Druckaufschluß in den Autoklaven erfolgt mit 1ml HF (4*, 48%) bei 180°C über mindestens 2 Tage. Nach dem Abrauchen des SiF₄ und der HF wird der Rückstand mit 1ml 6N HCl (4*) aufgenommen und für einen Tag erneut bei 180°C unter Druck aufgeschlossen und damit in Chloridform überführt. Danach wird die Probe in den IC (2/3 des Volumens) und den ID (1/3 des Volumens) aufgeteilt. Die Zugabe des im ²⁰⁸Pb/²³⁵U-Verhältnis hoch angereicherten Spikes erfolgt in den ID, um die Konzentrationen von Uran und Blei zu bestimmen.

Die Reinigung des Bleis und Separierung des Uran geschieht durch Stufenelution in zwei Schritten mit Hilfe eines Anionenaustauscherharzes (Firma BIO-RAD, DOWEX 50W-X4 200-400 mesh bzw. AG 1-X8 Resin 100-200 mesh) in 500µl und 100µl Teflonsäulen. Das Uran wird nach dem ersten Reinigungsschritt aus dem ID gewonnen. Nach dem Abrauchen liegt das Blei und Uran als Chlorid vor und ist meßfähig.

14.2.3.6 Massenspektrometrische Messung von Uran und Blei

Zur Bestimmung der Isotopie stehen im Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (IGDL) zwei Feststoffmassenspektrometer der Abteilung Isotopengeologie zur Verfügung. Die Blei- und Uranmessungen wurden zu Beginn der Untersuchungen auf dem Teledyne 12"90° unter peak-jumping Meßbedingungen durchgeführt. Nach Installation des MAT262 RPQ+ der Firma Finnigan konnten die Messungen auch simultan auf bis zu 9 Faraday-Cups und einem Multiplier ausgeführt werden.

Zur Messung werden die Proben in einer Lösung aus H_3PO_4 -Silicagel (Pb) oder H_3PO_4 - Ta_2O_5 (UOx) auf Rheniumeinzelfilamente aufgetragen und durch Erwärmung des Drahtes unter Stromzufuhr eingedampft. Die Messung der Isotopie erfolgt für Blei zwischen 1150 - 1250°C in einem Meßbereich zwischen 50mV bis 2000mV und für Uran zwischen 1250 - 1450°C in einem Meßbereich zwischen 50mV und 400mV. Das Silicagel bzw. die Ta_2O_5 -Lösung gewährleistet eine gleichmäßige Abstrahlung der Ionen während die H_3PO_4 das Metall angreift und die Probe damit auf dem Filament auch bei hohen Temperaturen fixieren soll.

Für eine repräsentative Messung des Uran werden 7 Blöcke mit je 6-10 Sets benötigt was 56-70 simultanen Messungen entspricht, für Blei werden 12-15 Blöcke a 10 Sets benötigt, was etwa 120-150 simultanen Messungen entspricht.

14.2.3.7 Berechnung der U/Pb- und Pb/Pb-Alter

Zunächst wird eine Korrektur für das gewöhnliche, im Zirkon enthaltenen nicht durch radioaktiven Zerfall entstandene ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb und ^{208}Pb in der gemessenen Probe durchgeführt. Die Korrektur berücksichtigt den analytischen Blindwert und den im Zirkon enthaltenen gewöhnlichen Bleianteil. Die postulierte Zusammensetzung des durch die Analyse eingetragenen gewöhnlichen Bleis resultiert aus langfristigen Erfahrungswerten und beträgt für das $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis 37,7, für das $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15,52 und für das $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 17,72.

Mit der Isotopenzusammensetzung und Konzentration des radiogenen Bleis und der Urankonzentration werden dann die Alter für die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Verhältnisse bestimmt.

Zur Berechnung der Konzentration und der Modellalter wird mit einem durch das ZLG-Münster entwickelten Computer-Programm gearbeitet.

Die Fehlerberechnung des $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnis erfolgt nach LUDWIG (1980). Der Fehler für das U/Pb-Verhältnis im Spike wird mit 0,15% angenommen, die Abweichungen für das $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - und $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis im Initial und im Blank werden mit 1% fixiert. Der Fehler in der Konzentration wird mit 50 % festgelegt. Der Korrelationsfaktor für das initiale Blei und den Blank beträgt 0,7. Die daraus resultierenden im Concordiadiagramm dargestellten Fehlerellipsen entsprechen einem Vertrauensgrad von 95% (2σ).

Die Absolutkonzentrationen des Blindwertes liegen bei 0,2-3,5ng/g.

Bei der Berechnung der Blei- und der Urankonzentration gehen Spike- und Probeneinwaage sowie das Gewicht der Gesamtlösung und das des ID-Aliquots direkt in die Berechnung mit ein.

Die Berechnung der Modellalter erfolgt für die beiden Uranzerfallsreihen nach Gleichung 5:

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \cdot \ln \left(\left(\frac{[^{206}\text{Pb}]_{\text{radiogen}}}{[^{238}\text{U}]_{\text{Probe}}} \right) + 1 \right) \quad \text{und} \quad t = \frac{1}{\lambda_{235}} \cdot \ln \left(\left(\frac{[^{207}\text{Pb}]_{\text{radiogen}}}{[^{235}\text{U}]_{\text{Probe}}} \right) + 1 \right),$$

mit den Zerfallskonstanten für $\lambda_{238} = 1.55125 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ und $\lambda_{235} = 9.8485 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$.

Die Berechnung der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter erfolgt nach den Gleichungen

$$^{207}\text{Pb}_{\text{radiogen}} = ^{207}\text{Pb}_{\text{initial}} + ^{235}\text{U} (e^{\lambda t} - 1) \quad [\text{Gleichung 6}]$$

und

$$^{206}\text{Pb}_{\text{radiogen}} = ^{206}\text{Pb}_{\text{initial}} + ^{238}\text{U} (e^{\lambda t} - 1) \quad [\text{Gleichung 7}].$$

Dividiert man Gleichung 6 durch Gleichung 7, nachdem die Gleichungen nach den Mutternukliden ^{238}U - und ^{235}U -Uran umgestellt worden sind, erhält man Gleichung 8

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} \right)_{\text{radiogen}} = \frac{1}{137.88} \cdot \frac{\exp(\lambda_{235} \cdot t) - 1}{\exp(\lambda_{238} \cdot t) - 1} \quad [\text{Gleichung 8}]$$

mit $137.88 = \text{rezentes } ^{238}\text{U}/^{235}\text{U}\text{-Verhältnis in STEIGER \& JÄGER (1977).}$

Diese Gleichung kann nicht nach t aufgelöst werden. Das $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter muß durch Iteration bestimmt werden (vergl. z.B. DICKIN, 1995).

14.2.3.8 Concordia und Discordia

WETHERILL führt 1956 zur Beschreibung von Probenpunkten, welche eine zweistufige Entwicklung ihrer Isotopensysteme erfahren haben, das Concordiadiagramm ein. Zur Darstellung werden die Gleichungen

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{initial}} + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda_{238}t} - 1 \right) \quad [\text{Gleichung 9}]$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{initial}} + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda_{235}t} - 1 \right) \quad [\text{Gleichung 10}]$$

nach $e^{\lambda t} - 1$ aufgelöst

$$\frac{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{initial}}}{\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} = e^{\lambda_{238}t} - 1 \quad \text{bzw.} \quad \frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right) - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{initial}}}{\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}} = e^{\lambda_{235}t} - 1$$

Nach Umformung erhält man

$$\frac{^{206}\text{Pb}_{\text{radiogen}}}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_{238}t} - 1 \quad \text{bzw.} \quad \frac{^{207}\text{Pb}_{\text{radiogen}}}{^{235}\text{U}} = e^{\lambda_{235}t} - 1$$

Die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - bzw. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnisse werden abhängig von der Zeit t berechnet. Werden die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -Werte auf der Ordinate und die $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Werte auf der Abszisse eingetragen, so erhält man eine Kurve, die sogenannte Concordia, deren Krümmung auf die unterschiedlichen Halbwertszeiten von ^{238}U und ^{235}U zurückzuführen ist.

Die Ausgangslage aller Punkte zum Bildungszeitpunkt $T=0$ ist der Ursprung. Durch den radioaktiven Zerfall steigt der Anteil des radiogenen Bleis, die $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnisse werden größer und entfernen sich auf der Concordia vom Ursprung weg.

Proben mit einer Einstufenentwicklung, welche ohne Bleiverlust oder Uranzufuhr seit ihrer Kristallisation eine ungestörte U/Pb-Isotopie entwickeln konnten, liegen deshalb auf der Entwicklungslinie der Concordia.

14.2.3.9 Zirkonanalysen

Sind die Zirkone durch Vorgänge nach der Kristallisation beeinflusst, können die Probenpunkte von der Concordia abweichen und bilden dann in der Regel eine Gerade, die sogenannte Discordia. Proben welche die Discordia bilden werden als diskordant bezeichnet.

Durch die Messung verschieden stark diskordanter Zirkonfraktionen werden die oberen und unteren Schnittpunkte mit der Concordia durch eine Regressionsgerade definiert. Dabei entspricht das obere Schnittpunktalter im einfachsten Fall dem Kristallisationsalter des Zirkons und das untere Schnittpunktalter dem Zeitpunkt der metamorphen Überprägung. Der Geradenschnittpunkt von Koordinatenursprung und Analysepunkt der Zirkonfraktion mit der Concordia ergibt das $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter.

Die diskordante Lage der Punkte beruht auf der Öffnung des U/Pb-Systems was mit der Ab- oder Zufuhr radiogenen Bleis oder Uran verbunden ist.

Die Öffnung des U/Pb-Systems wird durch das Uran im Zirkon selbst hervorgerufen, da durch den Zerfall des Uran mit Atomradien von 0,89Å (U^{4+} , 6er Koordination[K]) und 0,73Å (U^{6+} , 6er K) bzw. 0,86Å (U^{6+} , 8er K) in Pb mit Atomradien von 1,19 bzw. 1,29 (Pb^{2+} , 6er K bzw. 8er K) das Gitter geweitet und bei Metamorphosen mit niedrigen pH-Werten und hohen Temperaturen wie auch unter hydrothermalen Bedingungen das Blei leicht abgeführt wird. Die beim radioaktiven Zerfall entstehende Strahlung zersetzt das Kristallgitter des Zirkons.

Nach SILVER & DEUTSCH (1963) nimmt der Grad der Diskordanz mit steigendem Urangehalt und sinkender Korngröße zu, wodurch sich auch die Schnittpunkte für das $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältniss mit der Concordia verringern, im folgenden Text Modellalter genannt. Für den Großteil der Proben dieser Arbeit kann diese Verteilung der Zirkonpopulationen jedoch nicht bestätigt werden.

Da eine Fraktionierung des ^{206}Pb und ^{207}Pb während des Verlustes ausgeschlossen werden muß, verändert sich das Verhältnis von $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ während einer Bleiabfuhr nicht. Der Pb-Verlust vollzieht sich somit entlang einer Geraden und stellt mit dem oberen Schnittpunkt den Zeitpunkt der Kristallisation und mit dem unteren Schnittpunkt den Zeitpunkt des Bleiverlustes dar. Der untere Schnittpunkt verläuft zum Zeitpunkt des Bleiverlustes durch den Ursprung. Im weiteren Verlauf der Erdgeschichte verändert sich das ^{207}Pb und ^{206}Pb Verhältnis mit dem weiteren radioaktiven Zerfall, wie auch die oberen und unteren Schnittpunkte der entstandenen Discordia sich zu höheren $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnissen entwickeln.

Ist der Bleiverlust rezent schneidet die Discordia die Concordia im Koordinatenursprung. Hat sich der Bleiverlust in der geologischen Vergangenheit ereignet, wird dieser durch den unteren Schnittpunkt von Dis- mit der Concordia datiert. Die zum Zeitpunkt des Bleiverlustes rezente Anordnung der Probenpunkte hat sich durch den fortlaufenden radioaktiven Zerfall zu höheren $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ -Verhältnissen fortentwickelt.

Daraus ergibt sich, daß es nicht zu mehr als einem Bleiverlust gekommen sein darf, um im WETHERILL-Diagramm geologisch sinnvolle Schnittpunkte zu erhalten.

Neben diesem episodischem Bleiverlust Modell nach WETHERILL (1956) gibt es weitere Erklärungsmöglichkeiten für die diskordante Lage der Probenpunkte nach

1. TILTON (1960)

Diffusionsmodell

Für archaische Zirkone postuliert TILTON (1969) eine Diffusion von Blei in das umgebende Gestein, wodurch im unteren Bereich der Discordia bei einem radiogenen Bleiverlust von

mehr als 70% die lineare Anordnung in eine gekrümmte Kurve mit Schnittpunkt im Ursprung übergeht. Die lineare Extrapolation des unteren Schnittpunktes von Dis- mit der Concordia ist danach ohne Bedeutung.

2. WETHERILL (1963), ALLEGRE et al. (1974) mulitepisodischer Bleiverlust

In diesem Modell kommt es zu mehr als einem Bleiverlust, so daß die unteren Schnittpunktalter geologisch irrelevant sind und die oberen Schnittpunktalter nur das minimale Bildungsalter angeben.

3. GOLDICH & MUDREY (1972) Bleiverlust durch Entlastung

Durch den Zerfall des Uran zu Blei in Verbindung mit der Weitung des Zirkonkristallgitters sammelt sich in Mikrokanälen Formationswasser, welches bei Druckentlastung durch Hebung oder Erosion aus dem Zirkon entweicht und gelöste Stoffe wie inkompatibles Blei mit sich führt.

4. STERN & GOTTFRIED (1986) Bleiverlust durch chemische Verwitterung

Abtragungssedimente des Morton Gneis haben 85% des radiogenen Bleis verloren, während die Urangehalte mit denen des frischen Gneis (CATANZARO, 1963) übereinstimmen. Die Punktlagen entsprechen dabei denen eines rezenten Bleiverlustes und sind somit auf Verwitterungsvorgänge zurückzuführen.

Im Gegensatz dazu führt eine Bleizufuhr oder eine Uranabfuhr dazu, daß die Probenpunkte oberhalb der Concordia liegen. Dies wird z.B. an Monaziten aus Vererzungshorizonten des Erzgebirges beobachtet.

Eine umfassende Diskussion der verschiedenen Modelle bieten GEBAUER & GRÜNENFELDER (1979), FAURE (1986) und DICKIN (1995).

Neben den Vorgängen nach der Kristallisation des Zirkons, welche zur diskordanten Lage der Analysepunkte führen kommt es zur Inkorporation von gewöhnlichem Blei. Das gewöhnliche Blei besteht wie das radiogene Blei aus den Isotopen 206, 207 und 208. Nur das ^{204}Pb wird nicht durch den radioaktiven Zerfall gebildet und dient daher als Maß für den Gehalt an gewöhnlichem, initialem Blei. Durch die initial höheren Gehalte an 206, 207 und 208 kommt es zu einer scheinbaren Erhöhung der Modellalter, wenn die gemessenen Verhältnisse nicht um den Anteil des initialen Blei korrigiert werden.

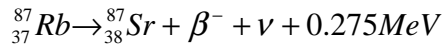
Der Einbau des initialen Bleis kann sowohl bei der Kristallisation des Zirkons erfolgen, obwohl die großen Bleiatome nicht für den Einbau in das Zirkongitter prädestiniert sind, als auch durch Zufuhr zu einem späteren Zeitpunkt in Form von bleihaltigen hydrothermalen Gesteinswässern.

Zur Altersbestimmung der Zirkone geht das Isotopenverhältnis des gewöhnlichen, initialen Bleis zur Zeit des Einbaus angenommen als Kristallisationszeitpunkt des Zirkons in die Berechnungen mit ein. Diese initiale Isotopie ändert sich im Verlauf der Erdgeschichte durch den Zerfall von ^{235}U und ^{238}U zu Blei 207 und 206 sowie ^{232}Th zu ^{208}Pb . Das Programm des ZLG Münster berechnet diese Isotopie nach dem Modell von STACEY & KRAMERS (1975). Ist der Anteil an gewöhnlichem Blei ungewöhnlich hoch, wie in einigen Proben der GGS, liegt die Vermutung nahe, daß der Einbau dieses gewöhnlichen Bleis nicht während der Kristallisation des Zirkons, sondern zu einem späteren Zeitpunkt erfolgte, als der Zirkon durch den Zerfall von Uran zu Blei gegenüber metamorphen Überprägung empfindlich war und Blei aus dem Nebengestein inkorporieren konnte. Da aber der Zeitpunkt dieses Einbaus von gewöhnlichem Blei unbekannt ist und damit auch die Isotopie des Bleis zu diesem Zeitpunkt, kann auch durch die isotopengeologische Analyse von Kalifeldspäten mit hohen U/Pb-Verhältnissen des Nebengesteins die Isotopie des initialen Bleis nicht mehr ermittelt werden.

14.2.4 Rb/Sr-Gesamtgesteinsanalytik

14.2.4.1 Grundlagen

Durch den Zerfall des radioaktiven ^{87}Rb in das Tochternuklid ^{87}Sr unter Aussendung von β -Strahlung und eines Antineutrino (ν)



mit einer Halbwertszeit von 48.800Ma und einer Zerfallskonstante von $1,42 \cdot 10^{-11}\text{a}^{-1}$ sind Rb-haltige Gesamtgesteinsanalysen oder Mineralfraktionen mit der allgemeinen Altersgleichung zu datieren:

$$^{87}\text{Sr}_{\text{radiogen}} = ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1).$$

Da ^{87}Sr ein natürliches Isotop ist muß eine initiale Komponente, welche bei der Bildung des Materials inkorporiert wurde berücksichtigt werden, woraus folgt

$$^{87}\text{Sr}_{\text{gesamt}} = ^{87}\text{Sr}_{\text{initial}} + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$$

Die Isomorphie des Rb mit K ermöglicht die Anwendung des Systems auf K-haltige Minerale wie Biotit, Muscovit und Kalifeldspat.

Zur Bestimmung von Gesamtgesteinsisochronen muß das Material zur gleichen Zeit aus einem in der Isotopie homogenen Material komagmatisch gebildet sein, um ein identisches Initialverhältnis zu gewährleisten. Im Anschluß an den Zeitpunkt der Bildung ($t=0$) darf das Rb/Sr-System durch metamorphe Vorgänge nicht gestört sein, da es sonst zur Ab- oder Zufuhr von Rb oder Sr kommen kann.

Gesamtgesteinsanalysen dienen der Bestimmung von Intrusionsaltern. Mit der Berechnung der Steigung verschiedener Minerale im Isochronendiagramm wird der Zeitpunkt für die Unterschreitung der Schließungstemperatur festgelegt.

14.2.4.2 Grobpräparation

Für die Gesamtgesteinsanalytik werden Proben mit einem Gewicht bei feinkörnigen Gesteinen von 2,5–11kg bei mittel- bis grobkörnigen Metabasiten bis zur Analysenfeinheit homogenisiert und die Gesteinsaliquots im Volumen mit Hilfe des Raffelteilers verkleinert.

Einzelne Mineralgruppen wurden nicht untersucht, da diese durch Damara oder post-Damara Ereignisse in der Isotopie resettet worden sind (z.B. ZIEGLER & STOESSEL, 1993).

14.2.4.3 Chemische Aufbereitung

Zur Vermeidung der Über- oder Unterspikung wird die notwendige Spikezugabe mit Hilfe der RFA-Daten berechnet.

Der Aufschluß von 100mg analysenfeiner Probe erfolgt gemeinsam nach Zugabe der $^{87}\text{Rb}/^{84}\text{Sr}$ Spikelösung mit 3ml HF (4*) und 3ml HClO_4 (4*), nach einer Aufheizphase von 2 Stunden bei 60°C, mit einer Temperatur von 180°C über 12 Stunden in einem Teflonautoklaven. Die Teflonautoklaven wurden zuvor einem ersten Schritt mit einer Lösung aus 1ml HNO_3 (p.a.) und 2ml VE-Wasser bei 150°C für etwa 10 Stunden und einem zweiten Schritt mit 3ml VE-Wasser unter den gleichen Temperatur- und Zeitbedingungen einer Reinigung unterzogen. Nach dem Abrauchen bei 150°C wird der Rückstand mit 6N HCl (4*) aufgenommen und bei 180°C über Nacht unter Druck in Chloridform überführt. Danach erfolgt das Abrauchen bei 130°C über etwa 8 Stunden. Aufgenommen wird der Rückstand mit 3ml 2,6N HCl (4*) bei 80°C in etwa 2 Stunden. Unlösliche Rückstände werden danach mit der Zentrifuge aus der Lösung entfernt.

1ml der Lösung wird zur Separierung von Rb und Sr mit Hilfe eines Ionenaustauscherharzes (DOWEX 50W-X4 200-400 mesh) benötigt. Der Abgriff des Rubidiums und des Strontiums erfolgt nach Zugabe definierter Mengen Säure und wird vor der Messung eingedampft.

14.2.4.4 Massenspektrometrische Messung von Rubidium und Strontium

Das Strontium wird mit 0,25N H₃PO₄ (4*) aufgenommen und auf ein Rheniumeinzelfilament eingebrannt. Während der Messung mit dem Feststoff-MS liegt der Probenstrom zwischen 2-2,5A und erzeugt damit eine Temperatur von etwa 1200°C. Zur Vermeidung von Interferenzen sollte das Signal des ⁸⁵Rb nicht größer als 0,1mV sein, da sich sonst die Signale des ⁸⁷Rb und des ⁸⁷Sr addieren und mit dem ⁸⁵Rb Signal korrigiert werden müssen.

Die lineare Fraktionierungskorrektur erfolgt in Abhängigkeit der jeweiligen Massenunterschiede mit Hilfe eines Programmes des ZLG Münster (Normalisierungsfaktor für das ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr-Verhältnis=8.375209, Tabelle 14-8).

Die Rubidium Messung wird ausschließlich am TELEDYNE NBS-Typ 12"-90° ausgeführt, da das Rubidium die Beschichtung der Faraday-Cups am Finnigan MAT 262 RPQ+ angreift.

Das Rubidium wird mit H₂O (4*) aufgenommen und auf ein Tantaldoppelfilament aufgebracht. Nach dem Einengen der Probe bildet sich eine weiße Schicht. Nach kurzzeitiger Erhöhung der Stromzufuhr bildet sich eine schwarze stark hygroskopische Kruste auf dem Filament. Die Messung erfolgt bei etwa 1,8-2A auf dem Ionisations- und etwa 0,7 A auf dem Evaporationsfilament. Der Korrekturfaktor für die thermische Massenfraktionierung des ⁸⁵Rb/⁸⁷Rb-Verhältnis für die Rb-Meßreihe dieser Arbeit ist 0,995 (Tabelle 14-8).

Die angenommenen analytischen Fehler (2σ) basieren auf Wiederholungsmessungen und liegen unter 1% für ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr und 0.003% für ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr resultierend aus der externen Reproduzierbarkeit internationaler Standards. Für die Altersberechnungen werden die von der IUGS empfohlenen Konstanten angewandt (STEIGER & JÄGER, 1977, Tabelle 14-7). Die berechneten Isotopenverhältnisse werden in einem Standard Rb/Sr-Isochronendiagramm (Nikolaisendiagramm) geplottet.

Die Steigung der durch die Regression erhaltenen 'best-fit-line' ergibt, eingesetzt in die nach t aufgelöste Altersgleichung, das Alter. Der Schnittpunkt mit der Ordinate (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) definiert das ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-Initialverhältnis.

Die Berechnung der Rb/Sr-Isochronen erfolgt nach der Methode von YORK (1969) unter Berücksichtigung der Korrektur von TITTERINGTON & HALLIDAY (1979)

$$\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1} \text{ (NEUMANN \& HUSTER, 1976)}$$

$$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194 \text{ (IUGS, in: STEIGER \& JÄGER, 1977)}$$

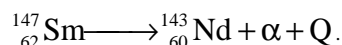
$$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.056584 \text{ (IUGS, in: STEIGER \& JÄGER, 1977)}$$

Tabelle 14-7: Zerfallskonstanten und Isotopenverhältnisse zur Berechnung der Altersgleichungen (nach IUGS Subcommision on Geochronology; STEIGER & JÄGER, 1977)

14.2.5 Sm/Nd-Gesamtgesteinanalytik

14.2.5.1 Sm/Nd-Methode Grundlagen

Das radioaktive ¹⁴⁷Sm zerfällt unter Aussendung von α-Strahlung zum stabilen Tochterisotop ¹⁴³Nd bei einer Halbwertszeit von 106Mrda mit einer Zerfallskonstante λ von 6,54 • 10⁻¹² a⁻¹ (LUGMAIR & MARTI, 1977). Daraus folgt



Sm hat 7 Isotope, von denen nur das ¹⁴⁷Sm und das ¹⁴⁶Sm radioaktiv sind. Auf Grund der geringen Halbwertszeit von 103Ma ist das ¹⁴⁶Sm nur noch in extrem geringen Mengen vorhanden und für geologische Zwecke nicht einsetzbar. Die 7 Nd-Isotope sind dagegen alle stabil.

14.2.5.2 Probenaufbereitung

Die Wahl der Proben sowie die Grob- und Feinpräparation sind mit der Aufbereitung nach der Rb/Sr-Methode für Gesamtgesteine identisch.

Abweichend davon wird vor dem Aufschlußverfahren Berücksichtigung der Gehalte an Sm und Nd nach ICP-MS-Daten die Zugabe des ^{149}Sm - ^{150}Nd Spike berechnet und durchgeführt.

Zusammensetzung des ^{149}Sm - ^{150}Nd Doppelspike nach GERDES, 1997

^{149}Sm - ^{150}Nd -Doppelspike (2σ der Isotopenverhältnisse $<0,003\%$)

Nd-150: $0,0128481 \pm 0,0000283$ (1σ) [$\mu\text{mol/g}$]

Sm-149: $0,0039945 \pm 0,0002668$ (1σ) [$\mu\text{mol/g}$]

$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0,8904777 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0,4921712

$^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 199,6356 $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0,4374502

$^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0,8276739 $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: 0,7558346

$^{149}\text{Sm}/^{152}\text{Sm}$: 253,4230 $^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm}$: 0,972570

Die SEE werden nach der Säulentrennung des Rb und Sr in 6N HCl (4*) aufgefangen, eingedampft und durch eine weitere Säulentrennung mit 0,18N HCl (4*) Nd danach mit 0,5N HCl (4*) Sm voneinander geschieden. Als Ionenaustauscher für die SEE dient ein mit Di-2-Ethyl-Hexyl-Phosphorsäure (HDEHP) beschichtetes Teflonpulver.

14.2.5.3 Massenspektrometrische Messung von Samarium und Neodym

Die Messung von Sm und Nd erfolgt mit der Doppelfilamenttechnik auf Rheniumbändchen. Die Proben werden mit 2N HCl (4*) aufgenommen und auf dem Bändchen eingedampft. Bei der Nd-Messung liegt die Stromstärke des Ionisationsfilamentes zwischen 3-4A, die des Evaporationsfilamentes bei 0,8-1,5 A, womit eine Temperatur von etwa 1600-1700°C erzeugt wird. Für das Sm liegen die Stromstärken des Ionisationsfilamentes meist niedriger bei etwa 2-2,5A und die für die Evaporationsfilamente bei etwa 1,5-2A bei Temperaturen von 1200-1350°C. Die Werte für Stromstärke und Temperatur können von Probe zu Probe stark variieren und von den o.g. Werten abweichen.

Bei der Ionisierung der Isotope auf den Filamenten kommt es zur Massenfraktionierung. Diese wird mit dem natürlichen $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0.7219 nach O'NIONS et al. (1977) korrigiert.

Die analytischen Fehler (2σ) basieren auf Wiederholungsmessungen und liegen unter 0.5% für $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ und unter 0.003% für $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

14.2.5.4 Altersbestimmung mit Isochronen

Nach Gleichung 5 ergibt sich für den Zerfall von ^{147}Sm zu ^{143}Nd mit dem Referenzisotop ^{144}Nd , das nicht Produkt eines Zerfallsprozesses ist, folgende Beziehung

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{initial}} + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{Gleichung 11}).$$

Die Voraussetzungen für die Altersbestimmung mit Isochronen sind identisch mit denen des Rb/Sr-Systems: die Proben sind kogenetisch und das Isotopensystem des Sm und Nd hat sich nicht geöffnet. Auf der Ordinate wird das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und auf der Abszisse das $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis dargestellt. Die Steigung der Isochrone definiert das Alter, der Schnittpunkt mit der Ordinate das initiale Verhältnis für $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Da das Sm/Nd-System resistenter gegenüber Einflüssen nach der Kristallisation ist als das Rb/Sr-System, kann mit der Untersuchung von Gesamtgesteinsisochronen das Bildungsalter von Metamorphiten ermittelt werden. Um eine Isochrone mit einem geringen Fehler zu definieren ist aber innerhalb einer kogenetischen Suite ein möglichst großer Spread der

Analysenpunkte auf der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ Abszisse notwendig. Dies ist auf Grund der sehr ähnlichen chemischen Eigenschaften von Sm und Nd wie der 3 Wertigkeit und ähnlicher Ionenradien von 0,0983nm und 0,0958nm nicht immer gegeben.

Eine bessere Festlegung des Kristallisationsalters ist bei erheblicher Erweiterung des Bereiches der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ Abszisse durch die Bestimmung der Isotopen im Granat innerhalb der Gesamtgesteinsanalyse zu erreichen. Granat baut Sm in sein Gitter ein und definiert damit einen Analysepunkt mit erheblich höheren $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen. Umstritten ist, ob eine Schließungstemperatur des Granat von 800-1000°C für das Nd-System dem Bildungsalter des Gesteins entspricht, da nach MEZGER et al. (1992) die U/Pb-Methodik deutlich höhere Alter ergibt als das Sm/Nd-System.

14.2.5.5 Modellalter nach CHUR und DM

Modellalter werden für das Sm/Nd-System nach zwei sehr unterschiedlichen Genesen berechnet. Grundlage ist die Fraktionierung von Sm und Nd während magmatischer Prozesse wie partieller Schmelzbildung und fraktionierter Kristallisation eines zu datierenden Schmelzvolumens von der Quelle. Die abweichende Entwicklung der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse von abgetrenntem Material und des Bezugsreservoirs wird bis zu dem Zeitpunkt der Separierung zurückgerechnet, da zu diesem Moment die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopie identisch gewesen ist.

14.2.5.6 Modellalter nach CHUR „CHondritic Uniform Reservoir“

Dieses Modell geht davon aus, daß der primitive Mantel zum Bildungszeitpunkt der Erde vor 4,6Mrda die gleiche Isotopie aufweist wie chondritische Meteorite. Nach Gleichung 11 ergibt sich der Zeitpunkt der Trennung nach der Formel

$$T_{CHUR}^{Nd} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{PROBE}^{heute} - \left(\frac{^{143}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}^{heute}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{PROBE}^{heute} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{CHUR}^{heute}} \right] + 1 \quad (\text{Gleichung 12})$$

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{CHUR, heute} = 0,1967$ (JACOBSEN & WASSERBURG, 1980)

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{CHUR, heute} = 0,512638$ (GOLDSTEIN et al., 1984)

14.2.5.7 Modellalter nach DM (depleted mantle)

Der verarmte Mantel („depleted mantle“) hat durch wiederholte Fraktionierungen ein höheres Sm/Nd Verhältnis entwickelt als der CHUR und kann ebenfalls Bezugsquelle für Schmelzen sein. Modellalter für die kontinentale Kruste werden deshalb zumeist nach dem Abtrennungszeitpunkt aus dem verarmten Mantel errechnet. Umstritten ist der Verlauf der Verarmung des Mantels (ARNDT & GOLDSTEIN, 1987). Für diese Arbeit wird eine lineare Entwicklung nach GOLDSTEIN et al. (1984) angenommen. Dazu werden in Gleichung 12 die rezenten Werte für den CHUR gegen die für den DM ausgetauscht.

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{DM, heute} = 0,217$ (TAYLOR & McLENNAN, 1985)

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{DM, heute} = 0,51315$ (PEUCAT et al., 1988)

14.2.5.8 ϵ -Nd-Werte

Die ϵ -Werte (DePAOLO & WASSERBURG, 1976) ermöglichen eine übersichtliche Unterscheidung von Proben in Vergleich zum CHUR als Referenzwert.

Vorlage für die Unterscheidung der Proben ist die Formel

$$\varepsilon = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Probe}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR, heute}}} - 1 \right] \cdot 10^4 \quad \text{mit } ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR, heute}} = 0,512638,$$

welche in 3 Modifikationen benutzt wird.

Proben aus dem Mantel besitzen einen hohen Anteil an Sm was in einem hohen Wert für $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} > 0,512638$ resultiert und damit einen positiven $\varepsilon\text{-Nd}$ -Wert ergibt. Proben mit einem geringen Gehalt an Sm wie in der Kruste entwickeln ein $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < 0,512638$ und sind im $\varepsilon\text{-Nd}$ -Wert negativ.

Es werden 3 verschiedene ε -Werte berechnet:

1. $\varepsilon\text{-Nd}$ -Wert einer Isochrone einer kogenetischen Serie

$$\varepsilon_{\text{Nd}}^{\text{ISOCHRONE}, t} = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{initial}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^t} - 1 \right] \cdot 10^4$$

Zur Berechnung wird der Schnittpunkt der Isochrone mit der Ordinate als $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{initial}}$ und das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ von CHUR zum Zeitpunkt des Isochronenalters t eingesetzt (Gleichung 13).

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^t = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^{\text{heute}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^{\text{heute}} \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{Gleichung 13}$$

2. $\varepsilon\text{-Nd}$ -Wert zum Zeitpunkt der Entstehung

$$\varepsilon_{\text{Nd}}^t = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Probe}}^t}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}^t} - 1 \right] \cdot 10^4$$

Das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{Gestein}, t}$ wird nach Umformung nach Gleichung 11 ermittelt.

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}_{\text{Gestein}}^t = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Gestein}}^{\text{heute}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Gestein}}^{\text{heute}} \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

Das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ von CHUR ergibt sich wie unter 1. aus der Gleichung 13 (allgemeine Altersgleichung)

3. rezenter $\varepsilon\text{-Nd}$ -Wert

$$\varepsilon_{\text{Nd}}^{\text{heute}} = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Gestein, heute}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR, heute}}} - 1 \right] \cdot 10^4$$

Dieser Wert ermittelt sich aus den rezenten Daten vom $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ der Probe und dem rezenten $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ Wert des CHUR.

Damit ergeben sich 3 unterschiedliche ε -Nd-Werte. In dieser Arbeit werden ausschließlich ε -Nd-Werte der nach unter ➡ 2. „ ε -Nd-Wert zum Zeitpunkt der Entstehung“ dargestellten Methode verwendet.

14.2.5.9 Standardmessungen

Die externe Reproduzierbarkeit wird durch Messungen von internationalen Standards überprüft. Dazu werden die Standards NBS 981 (Pb), NBS 982 (Pb), NBS 983 (Pb), NBS 984 (RbCl), NBS 987 (Sr), U-100 (UOx) und La Jolla (Nd) verwendet (Tabelle 14-8).

Durch Messung des Standards NBS 984 (RbCl) wird ein gerätespezifischer, temperaturabhängiger Korrekturfaktor für das TELEDYNE NBS-Typ 12"-90° zur Massenfraktionierung des $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ von 0.9950 ermittelt (Tabelle 14-8).

Durch Messung des NBS 981 wird ein gerätespezifischer, temperaturabhängiger Korrekturfaktor für das o.g. Gerät wie auch für das Finnigan MAT262RPQ+ des Bleis von 0,137% pro Atommasseneinheit bestimmt (Tabelle 14-8).

| | Gemessenes Verhältnis | Literaturwert | 2 Sigma | Meßwerte | 2 Sigma | Anzahl der Messungen | Abweichung zum Literaturwert (%) |
|----------------|-----------------------------------|---------------|----------|----------|----------|----------------------|----------------------------------|
| NBS 981 (Pb) | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 2,1681 | 0,0008 | 2,16218 | 0,0026 | 57 | 0,27 |
| NBS 982 (Pb) | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 1,00016 | 0,00036 | 0,998 | 0,003 | 4 | 0,22 |
| NBS 983 (Pb) | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 0,013619 | 0,000024 | 0,01369 | 0,0003 | 6 | 0,52 |
| NBS 984 (RbCl) | $^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ | 2,593 | 0,002 | 2,60589 | 0,016 | 48 | 0,5 |
| NBS 987 (Sr) | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 0,71034 | 0,00026 | 0,710247 | 0,000026 | 16 | 0,01 |
| U100 (UOx) | $^{270}\text{U}/^{267}\text{U}$ | 8,8031 | 0,014 | 8,807 | 0,057 | 16 | 0,04 |
| La Jolla (Nd) | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 0,511858 | 0,000004 | 0,511850 | 0,000013 | 20 | 0,002 |

Tabelle 14-8: Standardmessungen am Finnigan MAT 262 RPQ+ und Teledyne NBS 12“ 90°

14.3 Kathodolumineszenzanalytik an Zirkonen

Von den Zirkonfraktionen sind Streupräparate angefertigt worden, welche anschließend abgeschliffen und hochpoliert wurden, um einen Längsschnitt durch den Zirkon zu erhalten. Um eine elektrische Leitfähigkeit zu erreichen wird eine Graphitschicht aufgebracht.

Die KL-Untersuchungen werden mit einem energiedispersiven REM der Firma Cambridge Instruments durchgeführt. Die Beschleunigungsspannung liegt zwischen 15-20KV mit einem Probenstrom von etwa 10nA bei KL-Untersuchungen und einem Strahlstrom von etwa 0,5mA. Dies führt zu einer Eindringtiefe des Strahles im μ -Bereich.

Nach ZINKERNAGEL (1978) führt der Einbau von Fremdatomen wie Dysprosium (3^+) in das Zirkongitter zu unterschiedlichem Lumineszenzverhalten. Diese unterschiedlichen Helligkeitsbereiche sind meist konzentrisch um einen Nucleus angeordnet und korrelieren unmittelbar mit Änderungen der Chemie des Magmas oder metamorphen Vorgängen.

15 Literaturverzeichnis

- ALLÈGRE, J.A., ALBARÈDE, F., GRÜNFELDER, M., KÖPPEL, V. (1974): $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ - $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ - $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ Zircon geochronology in Alpine and Non-Alpine Environment.- *Contr. Mineral. Petrol.*, 43: 163-194.
- ALLSOPP, H.L., BARTON, E.S., KRÖNER, A., WELKE, H.J., BURGER, A.J. (1983): Emplacement versus inherited isotopic age patterns: A Rb-Sr and U-Pb study of Salem type granites in the central Damara belt.- *Spec. Publ. geol. Soc. South Africa*, 11: 281-287.
- ALLSOPP, H.L., KÖSTLIN, E.O., WELKE, H.J., BURGER, A.J., KRÖNER, A., BLIGNAULT, H.J. (1979): Rb-Sr and U-Pb geochronology of late Precambrian-early Palaeozoic igneous activity in the Richtersveld (South Africa) and southern South West Africa.- *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 82: 185-204.
- ARNDT, N.T., GOLDSTEIN, S.L. (1987): Use and abuse of crust-formation ages.- *Geology*, 15: 893-895.
- BABINSKI, M., CHEMALE, F., HARTMANN, L.A., VAN SCHMUS, W.R., da SILVA, L.C. (1996): Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil.- *Geology*, 24: 439-442.
- BARNES, S.J., SAWYER, E.W. (1980): An alternativ model for the Damara Mobile Belt: ocean crust subduction and continental convergence.- *Precambrian Res.*, 13: 297-336.
- BATCHELOR, R.A., BOWDEN, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters.- *Chem. Geol.*, 48: 43-55.
- BAUER, A. (1995): Lithologie und Fazies eines oberproterozoischen Glazialhorizontes am Südrand des Damara Orogens (Namibia).- 45S.; Göttingen (Diplomarbeit, unveröff.).
- BAUER, A., RAAB, M., ZEMKE, C. (1996): Geologische Kartierung der Saagberge am Südrand des Damara Orogens, Namibia.- 50S.; Göttingen (Diplomarbeit, unveröff.).
- BECKER, T. (1995): Die Geologie, Geochemie und Altersstellung des Weener Igneous Komplex und der Gaub Valley Formation am Südrand des Damara Orogens, Namibia und ihre Bedeutung für die Genese der frühproterozoischen Rehoboth Sequenz.- 209S.; Göttingen (Cuvillier Verlag).
- BECKER, T., HANSEN, B.T., WEBER, K., WIEGAND, B. (1996): U-Pb and Rb-Sr isotopic data for the Mooirivier Complex, Weener Igneous Suite and Gaub Valley Formation (Rehoboth Sequenz) in the Nauchas area and their significance for Paleoproterozoic crustal evolution in Namibia.- *Communs geol. Surv. Namibia*, 11: 31-46.
- BEHR, H.J., AHRENDT, H., PORADA, H., WEBER, K. (1983): The Sole Dolomite at the base of the Naukluft Nappe Complex.- *Spec. Publ. geol. Soc. South Africa*, 11: 185-197.
- BEHR, H.J., AHRENDT, H., SCHMIDT, A., WEBER, K. (1981): Saline horizons acting as thrust planes along the southern margin of the Damara Orogen (Namibia/South West Africa).- *Spec. Publ. geol. Soc. London*, 9: 167-172.
- BOCK, B., McLENNAN, S.M., HANSON, G.N. (1994): Rare earth element redistribution and its effects on the neodymium isotope system in the Austin Glen member of the Normanskill formation, New York, USA.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 5245-5253.
- BÖHM, A. (1998): Geochemische Untersuchungen an basischen und felsischen prä-Damarischen Gesteinen am Südrand des Damara Orogens (Farm Areb 176), Namibia.- 62S.; Göttingen (Diplomarbeit, unveröff.).
- BÖHM, A. (1998): Metamorphite des prä-Damara Basements und der Damara Sequenz am Südrand des Damara Orogens (Farm Areb 176), Namibia.- 56S.; Göttingen (Diplomkartierung, unveröff.).
- BORG, G. (1988): The Koras-Sinclair-Ghanzi Rift in Southern Africa. Volcanism, sedimentation, age relationships and geophysical signature of a late middle Proterozoic rift system.- *Precambrian Res.*, 38: 75-90.
- BORG, G. (1995): Metallogenesis of Neoproterozoic basins in Namibia and Botswana.- *Communs geol. Surv. Namibia*, 10: 109-119.

- BROOKS, C., HART, S.R., WENDT, T. (1972): Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data.- *Rev. Geophys. Space, Phys.*, 10: 551-557.
- BROWN, G.C., THORPE, R.S., WEBB, P.C. (1984): The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources.- *J. Geol. Soc. London*, 141: 413-426.
- BROWN, G.J., WILSON, A.H. (1986): The petrology and geochemistry of the Barby Formation, Sinclair Sequence.- *Communs geol. Surv. Namibia/South West Africa*, 2: 93-108.
- BURGER, A.J., COERTZE, F.J. (1975): Age determinations - April 1972 to March 1974.- *Ann. geol. Surv. South Africa*, 10: 135 -141.
- BURGER, A.J., COERTZE, F.J. (1976): Summary of age determinations carried out during the period April 1974 to March 1975.- *Ann. geol. Surv. South Africa*, 11: 317 - 322.
- BURGER, A.J., WALRAVEN, F. (1977): Summary of age determinations carried out during the period April 1975 to March 1976.- *Ann. geol. Surv. South Africa*, 12: 199-208.
- BURGER, A.J., WALRAVEN, F. (1979): Summary of age determinations carried out during the period April 1976 to March 1977.- *Ann. geol. Surv. South Africa*, 12: 415-431.
- BUSSY, F. (1990): The rapakivi texture of feldspars in a plutonic mixing environment: a dissolution-recrystallization process?.- *J. Geol.*, 25: 319-324.
- CABANIS, B., LECOLLE, M. (1989): Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale.- *Comptes Rendus Acad. Sci. Ser.II*, 309: 2023-2029.
- CAHEN, L., SNELLING, N.J., DELHAL, J., VAIL, J.R. (1984): The geochronology and evolution of Africa.- 512 S.; Oxford (Clarendon Press).
- CANN, J.R. (1970): Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 7-11.
- CARL, C. (1986): Turbobasicprogramm zur Auswertung der Alter nach Wendt.- Hannover (Bundesanst. Geowiss.-Rohstoffe).
- CARL, C., DILL, H. (1985): Age of secondary uranium mineralizations in the basement rocks of northeastern Bavaria, F.R.G.- *Chem. Geol.*, 52: 295-316.
- CATANZARO, E.J. (1963): Zircon ages in southwestern Minnesota.- *J. Geophys. Res.*, 68: 2045-2048.
- CHAUVEL, C., GOLDSTEIN, S.L., HOFMANN, A.W., (1995): Hydration and dehydration of oceanic crust controls Pb evolution in the mantle.- *Chem. Geol.*, 126: 65-75.
- CHEMALE, F., HARTMANN, L.A., DA SILVA, L.C. (in Vorb.): Stratigraphy and tectonism of Brasiliano cycle in southern Brasil.- In: McNIAL, M.: Proceedings volume on Proterozoic crust & metallogenetic evolution: Geological Soc. Namibia.
- CLARKE, D. (1987-1993): NewPet.- Memorial University of Newfoundland.- Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research (St. John's).
- CLIFFORD, T.N. (1972): The evolution of the crust of Africa Correlations of the Precambrian.- *Notes et Memoires du Service Geologique (Rabat)*. 236, Colloque International du CNRS Rabat, Morocco, 19 : 29-39.
- CLIFFORD, T.N., NICOLAYSEN, L.O., BURGER, A.J. (1962): Petrology and age of pre-Otavi basement granite at Fransfontein, northern Namibia/SWA.- *J. Petrol.*, 3: 244-279.
- COMPSTON, W., OVERSBY, V.M. (1969): Lead isotopic analysis using a double spike.- *J. Geophys. Res.*, 74: 4338-4348.
- COWARD, M.P. (1983): The tectonic history of the Damara Belt.- *Spec. Publ. geol. Soc. South Africa*, 11: 409-421.
- COX, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks.- 445S.- London (George, Allen & Unwin).
- De PAOLO, D.J., WASSERBURG, G.J. (1976): Nd isotopic variations and petrogenetic models.- *Geophys. Res. Lett.*, 3: 249-252.
- DICKIN, A.P. (1995): Radiogenic isotope geology.- 452S., Cambridge (university press).

- DOWNING, K.N., COWARD, M.P. (1981): The Okavango Lineament and its significance for Damara tectonics in Namibia.- *Geol. Rdsch.*, 70: 972-1000.
- DUNPHY, J.M., LUDDEN, J.N., FRANCIS, D. (1995): Geochemistry of mafic magmas from the Ungava Orogen, Quebec, Canada, and implications for mantle reservoir compositions at 2.0 Ga.- *Chem. Geol.*, 120: 361-380.
- EBERLE, D., ANDRITZKY, G., WACKERLE, R. (1995): The new magnetic data set of Namibia: Its contributions to the understanding of crustal evolution and regional distribution of mineralisation.- *Communs geol. Surv. Namibia*, 10: 141-150.
- EBY, G.N. (1992): Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications.- *Geology*, 20: 641-644.
- EGLINGTON, B.M., HARMER, R.E. (1991): Geodate Vers. 2.2, A Program for the processing and regression of isotope data using IBM-compatible microcomputers.- CSRI Manual EMA-H 9101 Div. of Earth, Marine and Atmosphere Science and Technology, Pretoria, South Africa, 57S.
- EICKHOFF, I. (1996): Kartierung der Corona Syncline am Südrand des Damara Orogens (Namibia).- 40S.; Göttingen (Diplomkartierung, unveröff.).
- EICKHOFF, I. (1996): Petrologische Untersuchungen der klastischen Gesteine der Corona Syncline.- 54S.; Göttingen (Diplomarbeit, unveröff.).
- FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology.- 588S., 2nd ed., New York (Wiley).
- FINNEMORE, S.H. (1978): The geochemistry and origin of the Matchless Amphibolite Belt, Windhoek District, South West Africa.- In: Mineralization in Metamorphic Terranes: Spec. Publ. geol. Soc. South Africa, 4: 433-447.
- FODOR, R.V., VETTER, S.K. (1984): Rift zone magmatism: petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB, Southeastern Brazil margin.- *Contr. Mineral. Petrol.*, 88: 307-321.
- FRIEND, C.R.L., NUTMAN, A.P., BAADSGAARD, H., KINNY, P.D., Mc GREGOR, V. (1996): Timing of late Archean terrane assembly, crustal thickening and granite emplacement in the Nuuk region, southern WestGreenland.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142: 353-365.
- FRIMMEL, H.E., FRANK, W. (1998): Neoproterozoic tectono-thermal evolution of the Gariep Belt and its basement, Namibia and South Africa.- *Precambrian Res.*, 90: 1-28.
- FRIMMEL, H.E., HARTNADY, C.J.H., KOLLER, F. (1996): Geochemistry and tectonic setting of magmatic units in the Pan-African Gariep Belt, Namibia.- *Chem. Geol.*, 130: 101-121.
- FRIMMEL, H.E., KLÖTZLI, U.S., SIEGFRIED, P.R. (1996): New Pb-Pb single zircon age constraints on the timing of the Neoproterozoic glaciation and continental break up in Namibia.- *J. Geol.*, 104: 459-469.
- FRIMMEL, H.E., van ACHTERBERG, E. (1995): Metamorphism of calc-silicate and associated rocks in the Pan-African Kaaimans Group, Saldania Belt, South Africa.- *Mineral. Petrol.*, 53: 75-102.
- FRYER, P., TAYLOR, B., LANGMUIR, C.H., HOCHSTÄDTER, A.G. (1990): Petrology and geochemistry of lavas from the Sumisu and Torishima backarc rifts.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100: 161-178.
- GEBAUER, D., GRÜNENFELDER, M. (1979): U-Th-Pb-Dating of Minerals.- In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. [Hrsg.]: Lectures in Isotope Geology.- 329S.; Heidelberg (Springer): 105-131.
- GERDES, A. (1997): Geochemische und thermische Modelle zur Frage der spätorogenen Granitgenese am Beispiel des Südböhmischen Batholiths: Basaltisches Underplating oder Krustenstapelung?.- 90S.; Göttingen (Dissertation).
- GIBSON, S., THOMPSON, R., LEAT, P., DICKIN, A., MORRISON, M., HENDRY, G., MITCHELL, J. (1992): Asthenosphere-derived magmatism in the Rio Grande rift, western USA: implications for continental break-up.- In: STOREY, B.C., ALABASTER, T., PANKHURST, R.J.: Magmatism and the causes of Continental Break-up.- 393S; *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 68: 61-89.
- GILL, J.B. (1981): Orogenic andesites and plate tectonics.- 401S.; Berlin (Springer).
- GILL, J.B., HISCOTT, R.N., VIDAL, Ph. (1994): Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc and continents.- *Lithos*, 33: 135-168.

- GOLDICH, S.S., MUDREY, M.G. (1972): Dilatancy model for discordant U/Pb zircon ages.- In: Contribution to recent geochemistry and analytical chemistry (Vinogradov volume).- Nauka Publ. Off., Moskau, 415-418.
- GOLDSTEIN, S.L., O'NIONS, R.K., HAMILTON, P.J. (1984): A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70: 221-236.
- GOODWIN, A.M. (1991): Precambrian Geology the dynamic evolution of the continental crust.- 666S.; London (Academic Press Ltd.).
- GRAHAM, I.J., KORSCH, R.J. (1989): Rb-Sr resetting ages and chemical characterization of turbidites in an accretionary wedge: Torlesse Complex, Otaki Gorge, New Zealand.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 355-363.
- HAMELIN, B., MANHES, G., ALBAREDE, F., ALLEGRE, C.J. (1985): Precise lead isotope measurements by the double spike technique; a reconsideration.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 173-182.
- HARRIS, N.B., PEARCE, J.A., TINDLE, A.G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism.- In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (Hrsg.): Collision tectonics: 404S.; *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19: 67-81.
- HARTMANN, G., WEDEPOHL, K.H. (1992): The composition of peridotite teconites from the Ivrea Complex, northern Italy: Residues from melt extraction.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 1761-1782.
- HARTNADY, C., JOUBERT, P., STOWE, C. (1985): Proterozoic crustal evolution in southwestern Africa.- *Episodes*, 8: 236-244.
- HARTNADY, C.J. (1978): The stratigraphie and structure of the Naukluft Nappe Complex.- 14/14 th Ann. Rep. Precambrian Res. Unit, Univ. Cape Town: 163-182.
- HAWKESWORTH, C. J., MANTOVANI, M.S.M., PEATE, D.N. (1988): Lithosphere remobilisation during Parana CFB magmatism.- In: MENZIES, M.A. & COX, K.G. [Hrsg.]: Oceanic and continental lithosphere; similarities and differences: 445S; *J. Petrol.*: 205-223.
- HAWKESWORTH, C.J., GLEDHILL, A.R., RODDICK, J.C., MILLER, R.McG., KRÖNER, A. (1983): Rb/Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ studies bearing on models for the thermal evolution of the Damara Belt.- *Spec. Publ. geol. Soc. South Africa*, 11: 232-338.
- HAWKESWORTH, C.J., KRAMERS, J.D., MILLER, R.McG. (1981): Old model ages in Namibian Pan-African Rocks.- *Nature*, 289: 278-282.
- HEGENBERGER, W., BURGER, A.J. (1985): The Oorlogsende Porphyry Member, South West Africa/Namibia its age and regional setting.- *Communs Geol. Surv., SWA/Namibia*, 1: 23-29.
- HELZ, R.T. (1976): Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5 \text{ kb}$; Part II, Melt compositions.- *J. Petrol.*, 17: 139-193.
- HENRY, G., CLENDENIN, C.W., STANISTREET, I.G., MAIDEN, K.J. (1990): Multiple detachment model for the early rifting stage of the Late Proterozoic Damara Orogen in Namibia.- *Geology*, 18: 67-71.
- HIBBARD, M.J.(1981): The magma mixing origin of mantled feldspars.- *Contr. Mineral. Petrol.*, 76: 158-170.
- HILKEN, U. (1998): Die Altersstellung von metamorphen prä-Damara Plutoniten und Vulkaniten am Südrand des Damara Orogens, Farm Areb 176, Namibia, abgeleitet aus U/Pb – Isotopenuntersuchungen.- 55S.; Göttingen (Diplomarbeit, unveröff.).
- HOAL, B.G. (1990): The geology and geochemistry of the Proterozoic Awasib Mountain Terrain, Southern Namibia.- *Mem. Geol. Surv. Namibia*, 11: 163S.
- HOAL, B.G., HEAMAN, L.M. (1995): The Sinclair Sequence: U-Pb age constraints from the Awasib Mountain aera.- *Commun geol. Surv. Namibia*, 10: 83-91.
- HOFFMAN, P.F., HAWKINS, D.P., ISACHSEN, C.E., BOWRING, S.A. (1996): Precise U-Pb zircon ages for early Damaran magmatism in the Summas Mountains and Welwitschia Inlier, northern Damara belt, Namibia.- *Communs geol. Surv. Namibia*, 11: 47-52.
- HOFFMANN, K.H. (1983): Lithostratigraphy and facies of the Swakop Group of the southern Damara Belt, Namibia.- *Spec. Publ. geol. Soc. South Africa*, 11: 43-63.

- HOFFMANN, K.H. (1989): New aspects of lithostratigraphic subdivision and correlation of late Proterozoic to Early Cambrian rocks of the southern Damara Belt and their correlation with the central and northern Damara Belt and the Gariep Belt.- *Communs geol. Surv. Namibia*, 5: 59-67.
- HOFFMANN, K.H., PRAVE, A.R. (1996): A preliminary note on a revised subdivision and regional correlation of the Otavi Group based on glaciogenic diamictites and associated cap dolomites.- *Communs geol. Surv. Namibia*, 11: 77-82.
- HOFFMANN, P., DEWEY, J.F., BURKE, K. (1974): Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake, Canada.- In: R.H. DOTT & R.H. SHAVER [Hrsg.]: *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*: 380S.; Soc. Econ. Pal. & Min. Spec. Publ., 19: 38-55.
- HOFFMANN, P.F. (1991): Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out?.- *Science*, 252: 1409-1412.
- HOFMANN, A.W. (1988): Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 297-314.
- HOFMANN, A.W. (1997): Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism.- *Nature*, 385: 219-228.
- HOLM, P.E. (1985): The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile element abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites.- *Chem. Geol.*, 51: 303-323.
- HORSTMANN, U.E. (1987): Die metamorphe Entwicklung im Damara Orogen, SWA/Namibia, abgeleitet aus K/Ar-Datierungen an detritischen Hellglimmern aus Molassesedimenten der Nama Group.- 95S.; Göttingen (Arb. Geol. Paläont, 32).
- HORSTMANN, U.E., AHRENDT, H., CLAUER, N., PORADA, H. (1990): The metamorphic history of the Damara Orogen based on K/Ar data of detrital white micas from the Nama Group, Namibia.- *Precambrian Res.*, 48: 41-61.
- HUGO, P.J., SCHALK, K.E.L. (1972): The isotopic ages of certain granites and acid lavas in the Rehoboth and Maltahöhe Districts, SWA.- *Ann. geol. Surv. South Africa*, 9: 103-105.
- IRVINE, T.N., BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to chemical classification of common volcanic rocks.- *Canadian J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- JACOBSEN, S.B., WASSERBURG, G.J. (1980): Sm-Nd isotopic evolution of chondrites.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50: 139-155.
- JÄGER, E. (1979a): Introduction to Geochronology.- In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. [Hrsg.]: *Lectures in Isotope Geology*.-329S.; Berlin (Springer): 1-12.
- JÄGER, E. (1979b): The Rb/Sr-Method.- In: JÄGER, E. & HUNZIKER, J.C. [Hrsg.]: *Lectures in Isotope Geology*.- 329S.; Berlin (Springer): 13-26.
- JÄGER, E., HUNZIKER, J.C. (1979): *Lectures in isotope geology*.- 329S.; Heidelberg (Springer).
- JENSEN, L.S. (1976): A new cation plot for classifying subalkaline volcanic rocks.- *Ontario Division Mines, Misc. Papers*, 66: 22 S.
- KAMPUNZU, A., KAPENDA, D. (1993): Magmatism and geotectonic evolution of the Early Proterozoic Ubendian Belt in Central Eastern Africa.- *Symposium, Early proterozoic, Geochemical and structural constraints-metallogeny, CIFEG Occ. Publ.*, 23: 59-61.
- KAUFMAN, A.J., KNOLL, A.H., NARBONNE, G.M. (1997): Isotopes, ice ages and terminal proterozoic earth history.- *Proc. Nat. Aca. Sci.*, 95: 6600-6605.
- KELEMEN, P.B., JOHNSON, K.T.M., KINZLER, R.J., IRVING, A.J. (1990): High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction.-*Nature*, 345: 521-524.
- KELEMEN, P.B., SHIBIZU, N., DUNN, T. (1993): Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La, and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120: 111-134.
- KENNEDY, M.J., RUNNEGAR, B., PRAVE, A.R., HOFFMANN, K.H., ARTHUR, M.A. (1998): Two or four Neoproterozoic glaciations?.- *Geology*, 26: 1059-1063.

- KEPPLER, H. (1996): Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids.- *Nature*, 380: 237-240.
- KLEMD, R., MAIDEN, K.J., OKRUSCH, M., RICHTER, P. (1989): Geochemistry of the Matchless Metamorphosed Massive Sulfide Deposit, South West Africa/Namibia: Wall-rock alteration during subamrine ore-forming Prozesses.- *Econ. Geol.* 84: 603-617.
- KROGH, T. E. (1973): A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations.- *Geochim. Cosmochim. Acta*; 37: 485-494.
- KRÖNER, A. (1975): Geochronology.- 13th Ann. Rep. Precambrian Res. Unit. Univ. Cape Town, 137-143.
- KRÖNER, A. (1982): Rb-Sr geochronology and tectonic evolution of the Pan-African belt of Namibia.- *Am. J. Sci.*, 282: 1471-1507.
- KUKLA, C. (1993): Strontium heterogeneities in amphibolite facies, banded metasediments - a case study from the late proterozoic Kuiseb formation of the southern Damara Orogen, Namibia.- *Mem. Geol. Surv. Namibia*, 15: 139S.
- KUKLA, P.A. (1990): Tectonics and sedimentation of a Late Proterozoic Damaran convergent continental margin, Khomas Hochland, Central Namibia.- 287S.; Uni of the Witwatersrand, Johannesburg. (PhD thesis, unveröff.).
- KUKLA, P.A. (1992): Tectonic and sedimentation of a late Proterozoic Damaran convergent continental margin, Khoms Hochland, central Namibia.- *Mem. Geol. Surv. Namibia*, 12: 95S.
- KURZ, S. (2000): Hydrothermale Alterationsprozesse in Zirkonen – Isotopengeologische und geochemische Implikationen.- Göttingen (Dissertation) 112S.
- KÜSTER, J. (1996): Geologische Kartierung in der Gamsberg-Suite am Südrand des Damara Orogens in Namibia.- 48S.; Göttingen (Diplomkartierung, unveröff.).
- KÜSTER, J. (1996): Geochemische Untersuchungen an Meta-Mafiten der Gamsberg-Suite in der Südlichen Randzone des Damara Orogens in Namibia.- 72S.; Göttingen (Diplomarbeit, unveröff.).
- Le MAITRE, R.W. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks.- 193S.; Oxford (Blackwell).
- LEEMAN, W.P., AVE-LALLEMANT, H.G., GERLACH, D.C., SUTTER, J.F., ARCULUS, R.J. (1995): Petrology of the Canyon Mountain Complex, eastern Oregon.- *US-Geol. Surv. Prof. P.*, 1438: 1-43.
- LUDWIG, K.R. (1980): Calculation of uncertainties of U-Pb isotopic data.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46: 212-220.
- LUDWIG, K.R. (1983): Plotting and regression programs for isotope geochemists, for use with HP-86/87 microcomputers.- *U.S.G.S. Open-file Report*, 83-849: 94S.
- LUDWIG, K.R., STUCKLESS, J.S. (1978): Uranium-lead isotope systematics and apparent ages of zircons and other minerals in Precambrian granitic rocks, Granite mountains, Wyoming.- *Contr. Mineral. Petrol.*, 65: 243-254.
- LUGMAIR, G.W., MARTI, K. (1977): Sm/Nd-Pu timepieces in the Angra dos Reis meteorite.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35: 273-284.
- MALLING, S. (1978): Some aspects of the lithostratigraphy and tectonometamorphic evolution of the Nauchas-Rehoboth area, S.W.A. (Namibia).- 14th and 15th Ann. Rep. Prec. Res. Unit, Chamber of Mines, Univ. Cape Town, 14-15: 183-193.
- MANIAR, P.D., PICCOLI, P.M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 635-643.
- MARTIN, H. (1965): Observations on the problem of late Precambrian glacial deposits in South-West Africa.- *Geol. Rdsch.*, 54: 115-127.
- MARTIN, H., PORADA, H. (1977a): The intracratonic branch of the Damara Orogen in South West Africa. I. Discussion of the geodynamic models.- *Precambrian Res.*, 5: 311-
- MARTIN, H., PORADA, H. (1977b): The intracratonic branch of the Damara Orogen in South West Africa, II: Discussion of relationships with the Panafrican Mobile Belt System.- *Precambrian Res.*, 5: 339-357.

- MARTIN, H., PORADA, H., WITTIG, R. (1983a): The Root Zone of the Naukluft Nappe Complex: geodynamic implications.- In: MARTIN, H. & EDER, F.W. [Hrsg.]: Intracontinental Fold Belts: 945S.; Berlin (Springer): 679-698.
- MARTIN, H., PORADA, H., WITTIG, R. (1983b): Where lies the root zone of the Naukluft Nappe Complex?- Spec. Publ. geol. Soc. South Africa, 11: 199-207.
- MASTER, S (1990): The "Ubendian" cycle in Equatorial and Southern Africa: Accretionary tectonics and continental growth.- In: ROCCI, G. & DESCHAMPS, M. [Hrsg.]: New data in African earth sciences. Ext.abstr. 15th Coll. Afr. Geol., CIFEG Occ. Publ., 22: 41-44, Orleans.
- MASTER, S. (1993a): Comparative tectonostratigraphy of early proterozoic continental and oceanic back-arc basin sequences: the Magondi Supergroup (Zimbabwe) and the Dialle-Dalema Supergroup (Senegal).- Symposium, Orleans: Early proterozoic, Geochemical and structural constraints-metallogeny, CIFEG Occ. Publ., 23: 76-81.
- MASTER, S. (1993b): Early proterozoic assembly of "Ubendia" (equatorial and southern Africa and adjacent parts of south America) tectonic and metallogenic implications.- Symposium Orleans: Early proterozoic, Geochemical and structural constraints-metallogeny, CIFEG Occ. Publ., 23: 103-107.
- McCASKIE, D.R. (1984): Identification of petrogenetic processes using covariance plots of trace-element data.- Chem. Geol., 42: 325-341.
- McCULLOCH, M.T., GAMLBE, J.A. (1991): Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism.- Earth Planet. Sci. Lett., 102: 358-374.
- McLENNAN, S.M., TAYLOR, S.R. (1983): Geochemical constrains on the growth of the continental crust.- J. Geol., 90: 347-361.
- MEERT, J.G. & van der VOO, R. (1994): The Neoproterozoic (1000-540 Ma) glacial intervals: No more snowball earth?.- Earth Planet. Sci. Lett., 123: 1-13.
- MESCHEDE, M. (1986): A method of disriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram.- Chem. Geol., 56: 207-218.
- MEZGER, K., ESSENE, E.J., HALLIDAY, A.N. (1992): Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets.- Earth Planet. Sci. Lett., 113: 397-409.
- MEZGER, K., KROGSTAD, E.J. (1997): Interpretation of discordant U-Pb ages: An evaluation.- J. metamorphic Geol., 15: 127-140.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1971): Classification and origin of the igneous rocks.- Lithos, 4: 105-130.
- MILLER, D.M., GOLDSTEIN, S.L., LANGMUIR, C.H. (1994): Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of the lead in continents.- Nature, 368: 514-520.
- MILLER, R. McG. (1980): Geology of a portion of central Damaraland, South West Africa/Namibia.- Mem. geol. Surv. South Africa., 6: 78S.
- MILLER, R. McG. (1983a): Tectonic implications of the contrasting geochemistry of Damaran mafic volcanic rocks, South West Africa/Namibia.- Spec. Publ. geol. Soc. South Africa, 11: 115-138.
- MILLER, R. McG. (1983b): Economic implications of plate tectonic models of the Damara Orogen.- Spec. Publ. geol. Soc. South Africa, 11: 385-395.
- MILLER, R. McG. (1983c): The Pan-African Damara Orogen of South West Africa.- Spec. Publ. geol. Soc. South Africa, 11: 431-515.
- MILLER, R. McG. (1990): The Damara Orogen.- Guidebook Geocongress '90, Geol. Soc. South Africa, PR4: 1-128.
- MILLER, R. McG., BURGER, A.J. (1983): U-Pb zircon age of the early Damaran Naauwpoort Formation.- Spec. Publ. geol. Soc. South Africa, 11: 267-272.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.- Am. J. Sci., 274: 1-355.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F. (1975): Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium, and nickel.- American J. Sci., 275: 265-277.

- MULLEN, E.D. (1983): MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62: 53-62.
- NAGEL, R. (1994a): Kartierung der basalen Damara Sequenz in der Spärwaterstruktur im SW-Teil des Damara Orogens bei Solitaire (Namibia).- 65S.; Göttingen (Diplomkartierung, unveröff.).
- NAGEL, R. (1994b): Strukturelle und fazielle Analyse der Grenze zwischen prä-Damara Basement und basaler Damara Sequenz in der Spärwater Struktur im Bereich der Henno Martin Berge (Namibia).- 69S.; Göttingen (Diplomarbeit, unveröff.).
- NAGEL, R., WARKUS, F., BECKER, T., HANSEN, B. (1996): U/Pb-Zirkondatierungen der Gaub Valley Formation am Südrand des Damara Orogens/Namibia und ihre Bedeutung für die Entwicklung des Rehoboth Basement Inlier.- *Z. geol. Wiss.*, 24: 611-618.
- NEKVASIL, H. (1991): Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi.- *Am. Mineral.*, 76: 1279-1290.
- NEUMANN, W., HUSTER, E. (1976): Discussion of the ⁸⁷Rb half-life determined by absolute counting.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 33: 277-288.
- O'NIONS, R.K., HAMILTON, P.J., EVENSEN, N.M. (1977): Variations in ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in oceanic basalts.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34: 13-22.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries.- In: THORPE, R.S. [Hrsg.]: *Andesites*: 695S.; Chichester (John Wiley & Sons): 525-548.
- PEARCE, J.A. (1983): The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins.- In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. [Hrsg.]: *Continental basalts and mantle xenoliths*: 312S.; Nantwich (Shiva): 230-249.
- PEARCE, J.A., CANN, J. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks using trace elements analysis.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- PEARCE, J.A., GALE, G.H. (1977): Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 7: 14-24.
- PEARCE, J.A., GORMAN, B.E., BIRKETT, T.C. (1975): The TiO₂-K₂O-P₂O₅ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 419-426.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of igneous rocks.- *J. Petrol.*, 25: 956-983.
- PEARCE, J.A., NORRY, M. J. (1979): Ti, Zr, Y & Nb variations in volcanic rocks.- *Contr. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- PEARCE, J.A., PARKINSON, I.J. (1993): Trace elements models for mantle melting: application to volcanic petrogenesis.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 76: 373-403.
- PEARCE, J.A., PEATE, D. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas.- *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 23: 251-285.
- PEARCE, T.H., GORMAN, B.E., BIRKETT, T.C. (1977): The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 121-132.
- PEGRAM, J. (1990): Development of continental lithospheric mantle as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian Tholeiites, USA.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97: 316-331.
- PEUCAT, J.J., JEGOUZO, P., VIDAL, P., BERNARD-GRIFFITH, J. (1988): Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88: 60-68.
- PFURR, N. (1990): Die Altersstellung von Rotgneisen im Rostock Deckenkomplex am Südrand des Damara Orogens, Namibia, abgeleitet aus U/Pb- und Rb/Sr- Isotopenuntersuchungen und ihre Bedeutung für die Basement-Cover-Beziehung in der Damara Südrandzone.- 179S.; Göttingen (Dissertation).
- PFURR, N., AHRENDT, H., HANSEN, B.T., WEBER, K. (1991): U-Pb and Rb-Sr isotopic study of granitic gneisses and associated metavolcanic rocks from Rostock massif, southern margin of the Damara Orogen: implications for lithostratigraphy of this.- *Communs. geol. Surv. Namibia*, 7: 35-48.

- PFURR, N., WISSMANN, K., AHRENDT, H., HILL, R.S., WEBER, K. (1987): Alpinotype thrust tectonics and basement-cover relationships in the Southern Margin Zone of the Pan-African Damara Orogen, Rostock area.- *Communs geol. Surv. South West Africa/Namibia*, 3: 129-136.
- PITCHER, W.S. (1983): Granite type and tectonic environment.- In: HSÜ, K.J. [Hrsg.]: *Mountain building processes*: 263S.; New York (Academic press): 9-40.
- POLDERVAART, A. (1950): Statistical studies of zircon as a criterion in granitisation.- *Nature*, 165: 574-575.
- POLDERVAART, A. (1955): Zircons in rocks. 1. Sedimentary rocks.- *Am. J. Sci.*, 253: 433-461.
- POLDERVAART, A. (1956): Zircons in rocks. 2. Igneous rocks.- *Am. J. Sci.*, 254: 521-554.
- PORADA, H. (1979): The Damara-Ribeira orogen of the Pan African-Brasiliano cycle in Namibia (South West Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision.- *Tectonophysics*, 57: 237-265.
- PORADA, H. (1983): Geodynamic model for the geosynclinal development of the Damara Orogen, Namibia/South West Africa.- In: MARTIN, H. & EDER, F.W. [Hrsg.]: *Intracontinental Fold Belts*: 945S.; Berlin (Springer): 503-542.
- PORADA, H. (1985): Stratigraphy and facies in the upper proterozoic Damara Orogen, Namibia, based on a geodynamic model.- *Precambrian Res.*, 29: 235-264.
- PORADA, H. (1989): Pan african rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Res.*, 44: 103-106.
- PORADA, H. (1994): Crustal evolution of Africa in the Proterozoic.- In: *Metallogenesis of gold in Africa; abstract vol.*, Bundesanst. Geowiss.-Rohstoffe : 63-66.
- PORADA, H., BEHR, H.J. (1987): Setting and sedimentary facies of late Proterozoic alkali lake (playa) deposits in the southern Damara Belt of Namibia.- *Sedimentary Geology*, 58: 171-194.
- PORADA, H., WITTIG, R. (1976): Das Chausib Turbiditbecken am Südrand des Damara Orogens, Südwest Afrika.- *Geol. Rdsch.*, 65: 1002-1029.
- PORADA, H., WITTIG, R. (1977): Die Entwicklung der basalen Damara-Folge am Abbabis Inlier (Südwest-Afrika) und Überlegungen zur Geodynamik dieses Bereichs.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 8: 475-502.
- PORADA, H., WITTIG, R. (1983): Turbidites and their significance for the geosynclinal evolution of the Damara Orogen, South West Africa/Namibia.- *Spec. Publ. geol. Soc. South Africa*, 11: 21-36.
- PUPIN, J.P. (1980): Zircon and Granite Petrology.- *Contr. Mineral. Petrol.*, 73: 207-220.
- REID, D.L., MALLING, S., ALLSOPP, H.L. (1988): Rb-Sr ages of granitoids in the Rehoboth-Nauchas area South West Africa/Namibia.- *Communs geol. Surv. South West Africa/Namibia*, 4: 19-28.
- REID, D.L., RANSOME, I.G.D., ONSTOTT, T.C., ADAMS, C.J. (1991): Time of emplacement and metamorphism of late Precambrian mafic dykes associated with the Pan-African Gariep orogeny, Southern Africa; implications for the age of the Nama Group.- *J. African Earth Sci.*, 13: 531-541
- ROLLINSON, H. (1993): *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*.- 352S.; London, (Longman).
- RUTHERFORD, E., SODDY, F. (1902): The cause and nature of radioactivity. Part I and II.- *Phil. Mag., Ser. 6*, 4: 370-396 und 569-585.
- SAUNDERS, A.D., STOREY, M., KENT, R.W., NORRY, M.J. (1992): Consequences of plume-lithosphere interactions.- *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 68: 41-60.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J. (1984): Geochemical characteristics and tectonic significance of back-arc basins.- In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. [Hrsg.]: *Marginal basin geology; volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*: 322S.; *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 16: 59-76.
- SAYLOR, B.Z., KAUFMAN, A.J., GROTZINGER, J.P., URBAN, F. (1998): A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia.- *J. Sed. Res.*, 68: 1223-1235.

- SCHÄFER, F. (1997): Kartierung im Übergang vom Grundgebirge in die basale Damarasequenz im Bereich des Gamsberges am Südrand des Damara Orogens (Namibia).- 50S.; Göttingen (Diplomkartierung, unveröff.).
- SCHÄFER, F. (1997): Petrologische Untersuchung an felsischen Metamagmatiten der Gamsberg-Granit-Suite im Bereich des Gamsberges am Südrand des Damara-Orogens (Namibia).- 74S.; Göttingen (Diplomarbeit, unveröff.).
- SCHALK, K.E.L. (1970): Some late Precambrian formations in central South Africa.- *Ann. Geol. Surv. S. Africa*, 8: 29-47.
- SCHALK, K.E.L. (1988): Pre-Damaran basement rocks in the Rehoboth and Southern Windhoek districts (areas 2217D, 2316, 2317A-C) - a regional description.- *Unveröff. Rep. geol. Surv. South West Africa/Windhoek*.
- SCHMIDT, A., WEDEPOHL, K.H. (1983): Chemical composition and genetic relation of the Matchless Amphibolite (Damara Orogenetic Belt).- *Spec. Publ. geol. Soc. South Africa*, 11: 139-145.
- SCHNEIDER, H.J., LEHMANN, B., HEINHORST, J., QUEDNAU, M. (1993): Mögliches Präkambrium in der südlichen Kreuzeckgruppe, Kärnten, Österreich: Erste Sm-Nd und Rb-Sr Isotopendaten von Metabasiten.- 18S., München (Bayrische Akademie der Wissenschaften).
- SCHULZE-HULBE, A. (1979): *Unveröff. Rep. Geol. Surv. SWA, Namibia*.
- SEIFERT, N. (1986): Geochronologie am Südrand des Damara Orogen, SWA/Namibia: Hydrothermale Beeinflussungen von Isotopensystemen und Abkühlalter in präkambrischen Basementgesteinen.- *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 66: 413-451.
- SETH, B., KRÖNER, A., DÜRR, S.B., DINGELDEY, D.P., OKRUSCH, M. (1997): Archaean terrane identification and late pan-african metamorphism in the Kaoko Belt, Namibia: Significance for the Gondwana assembly.- *Congress of the European Union of Geosciences 9, Symposium 09, Strasbourg – France, 23-27. March 1997, Abstract Supplement No1, Terra Nova 9*, 168.
- SETH, B., KRÖNER, A., MEZGER, K., NEMCHIN, A.A., PIDGEON, R.T., OKRUSCH, M. (1998): Archaean to Neoproterozoic magmatic events in the Kaoko Belt of NW Namibia and their geodynamic significance.- *Precambrian Res.*, 92: 341-363.
- SHAND, S.J. (1927): *Eruptive rocks*.- 488S.; New York (Wiley).
- SHAND, S.J. (1951): Mylonite, slickensides, and the Great Glen fault [Scotland].- *Geol. Mag.*, 88: 423-428.
- SHAW, D.M. (1970): Trace element fractionation during anatexis.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34: 237-243.
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti - V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59: 101-118.
- SIEGFRIED, P.R. (1993): Results of preliminary investigations into the geology of the Diaz Point Formation, Luderitzbucht, Namibia.- *Commun. geol. Surv. Namibia*, 8: 119-126.
- SILVER, L.T., DEUTSCH, S. (1961): Uranium lead method on zircons.- *Proc. N.Y. Acad. Sci.*, 91: 279-283.
- SILVER, L.T., DEUTSCH, S. (1963): Uranium-lead isotopic variations in zircons; a case study.- *J. Geol.*, 71: 721-758.
- SOUTH AFRICAN COMMITTEE FOR STRATIGRAPHIE (SACS) (1980): The Damara Sequence, 415-438. In: KENT, L.E. [Hrsg.]: *The Stratigraphie of South Africa, Part 1, Lithostratigraphie of the Republic of South Africa, South West Africa/Namibia and the Republics of Bophuthatswana, Transkei and Venda*.- *Handb. geol. Surv. South Africa*, 8: 690.
- SPEER, J.A. (1980): Zircon.- In: RIBBE, P.H. [Hrsg.]: 350S.; *Orthosilicates: Mineral. Soc. Am.; Rev. Mineral.*, 5: 67-112.
- STACEY, J.S., KRAMERS, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26: 207-221.
- STALDER, R., FOLEY, S.F., BREY, G.P., HORN, I. (1998): Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200°C and 3.0-5.7GPa: New experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for the mantle metasomatism.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 1781-1801.

- STEIGER, R.H., JÄGER, E. (1977): Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36: 359-362.
- STEIN, M., NAVON, O., KESSEL, R. (1997): Chromatographic metasomatism of the Arabian-Nubian lithosphere.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152: 75-91.
- STERN, R.J., GOTTFRIED, D. (1986): Petrogenesis of a late Precambrian (575-600) bimodal suite in Northeast Africa.- *Contr. Mineral. Petrol.*, 92: 492-501.
- STERN, R.J., LIN, P.-N., MORRIS, J., JACKSON, M., FRYER, P., BLOOMER, S., ITO, E. (1990): Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana Trough: implications for the magmatic evolution of back-arc basins.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 100: 210-225.
- STERN, T.W., GOLDICH, S.S., NEWELL, M.F. (1966): Effects of weathering on the U-Pb ages of zircon from the Morton Gneiss, Minnesota.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1: 369-371.
- STIMAC, J.A., WARK, D.A. (1992): Plagioclase mantles on sanidine in silicic lavas, Clear Lake, California: implications for the origin of rapakivi texture.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 728-744.
- STOESSEL, G.F.U., ZIEGLER, U.R.F. (1988): Geochemistry of the Rehoboth basement granitoids, SWA/Namibia.- *Communs geol. Surv. SWA/Namibia*, 4: 71-82.
- STROH, A. (1992): Analysis of rare earth elements in natural waters by ICP-MS.- *Atomic Spectroscopy*, 13: 89-92.
- SUN, S. S., McDONOUGH, W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.- In: SAUNDERS & NORRIS [Hrsg.]: *Magmatism in ocean basins*: 345S.; *Geol. Soc. London. Spec. Pub.*, 42: 313-345.
- SWART, R. (1992): The sedimentology of the Zerissene turbidite system, Damara Orogen, Namibia.- *Mem., Geol. Surv. Namibia*, 13: 54S.
- TATSUMI, Y. & EGGINS, S. (1995): *Subduction zone magmatism*.- Cambridge (Blackwell Science).
- TAYLOR, S.R., McLENNAN, S.M. (1985): *The Continental Crust: Its composition and evolution*.- 312S.; Oxford (Blackwell).
- TAYLOR, S.R., McLENNAN, S.M. (1995): The geochemical evolution of the continental crust.- *Rev. Geophys.*, 33: 241-265.
- TEGTMAYER A., KRÖNER, A. (1985): U-Pb zircon ages for the granitoid gneisses in Northern Namibia and their significance for proterozoic crustal evolution of Southwestern Africa.- *Precambrian Res.*, 28: 311-328.
- TERA, F. & WASSERBURG, G.J. (1972): U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14: 281-304.
- TEUFEL, S. (1988): Vergleichende U/Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen des Übergangsbereiches Saxothuringikum/Moldanubikum, NE Bayern.- *Göttinger Arb. Geol. Pal.*, 35: 87.
- THORPE, R.S., POTTS, P.J., FRANCIS, P.W. (1976): Rare earth data and petrogenesis of andesite from the North Chilean Andes.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54: 65-78.
- TILTON, G.R. (1960): Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages.- *J. Geophys. Res.*, 65: 2933-2954.
- TILTON, G.R., DAVIS, G.L., WETHERILL, G.W., ALDRICH, L.T. (1957): Isotopic ages of zircon from granites and pegmatites.- *Trans. American Geophys. Union*, 38: 360-365.
- TITTERINGTON, D.M., HALLIDAY, A.N. (1979): On the fitting of parallel isochrons and the method of maximum likelihood.- *Chem. Geol.*, 26: 183-195.
- TURNER, S., HAWKESWORTH, C. (1995): The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major-element composition of continental flood basalts.- *Chem. Geol.*, 120: 295-314.
- TURNER, S., HAWKESWORTH, C. (1997): Constraints on flux rates and mantle dynamics beneath island arcs from Tonga-Kermadec lava geochemistry.- *Nature*, 389: 568-573.

- TURNER, S., HAWKESWORTH, C., ROGERS N., BARTLETT, J., WORTHINGTON, T., HERGT, J., PEARCE, J., SMITH, I. (1997): 238U-230Th disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 4855-4884.
- UNRUG, R. (1992): The supercontinent cycle and Gondwanaland assembly; component cratons and the timing of suturing events.- *J. Geodyn.*, 16: 215-240.
- VIETOR, T. (1996): Die Stratigrafie der Nosib Group in der Umgebung des Natas-Rostock Inliers am Südrand des Damara-Orogens.- *Z. geol. Wiss.*, 24: 585-598.
- WATTERS, B.R. (1982): A Sr-isotopic study of a suite of precambrian shoshonites from the Sinclair Group in southern Namibia.- *Trans. geol. Soc. South Africa*, 85: 81-86.
- WEAVER, B.L. (1991): The origin of ocean island basalt end-member compositions; trace element and isotopic constraints.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104: 381-397
- WEAVER, S.D., TARNEY, J. (1984): Empirical approach to estimating the composition of the continental crust.- *Nature*, 310: 575-577.
- WEBER, K. (1998): Neuinterpretation des „Unconformity Dolomite“: Hydrothermalkarst versus metasalinales Deckengleitmittel.- *Graduiertenkolleg vom 12. bis 13. Juni 1998, Würzburg, Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika.*
- WEBER, K., AHRENDT, H. (1983): Mechanisms of nappe emplacement at the southern margin of the Damara Orogen (Namibia).- *Tectonophysics*, 92: 253-274.
- WEBER, K., AHRENDT, H., HUNZIKER, C. (1983): Geodynamic aspects of structural and radiometric investigations on the northern and southern margins of the Damara Orogen.- *Spec. Publ. geol. South Africa*, 11: 307-319.
- WEBER, K., VIETOR, T. (1996): Höffigkeitsbewertung geophysikalischer Anomalienmuster in Namibia.- 29S.; Zwischenbericht an die Bundesanst. Geowiss.-Rohstoffe (unveröff.).
- WENDT, I. (1982): Calculation of discordant U-Pb ages from samples with common lead of unknown isotopic composition.- *Bundesanst. Geowiss.-Rohstoffe, Hannover, Open-File Rep.*, 92 703.
- WENDT, I. (1984): A three dimensional U-Pb discordia plane to evaluate samples with common lead of unknown isotopic composition.- *Isotope Geochem.*, 2: 1-12.
- WENDT, I. (1989): Geometric considerations of the three-dimensional U/Pb data presentation.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 94: 231-235.
- WENDT, I., KREUZER, H., MÜLLER, P., SCHMID, H. (1986): Gesamtgesteins- und Mineraldatierung des Falkenberger Granits.- *Jb. Geol.*, 34: 5-66.
- WETHERILL, G. (1956): Discordant uranium-lead ages.- *Trans. Am. Geophys. Union*, 37: 320-326.
- WETHERILL, G. (1963): Discordant uranium-lead ages. II. Discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium.- *J. Geophys. Res.*, 68: 2957-2965.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L., CHAPPEL, B.W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis.- *Contr. Mineral. Petrol.*, 95: 407-419.
- WILLIAMSON, J.H. (1968): Least-squares fitting of a straight line.- *Canadian J. Physics*, 46: 1845-1847.
- WILSON, J.T. (1968): The mountain-building cycle and its application to the Cordillera.- *Transactions* 49, American Geophysical Union, Washington DC, 327S.
- WILSON, M. (1989): *Igneous Petrogenesis - A global tectonic approach.*- 466S.; London (Unwin Hyman Ltd.).
- WILSON, M., LYASHKEVICH, Z.M. (1996): Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform.- *Tectonophysics*, 268: 65-81.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 28: 459-469.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.- *Chem. Geol.*, 20: 325-343.

- WISSMANN, K. (1987): Alpinotype Deckentektonik und Basement-Cover Beziehungen in den oberproterozoischen Serien am Südrand des Damara Orogens, Namibia.- Abschlußbericht zum DFG-Projekt WE-488/15.
- YORK, D. (1969): Least-squares fitting of a straight line with correlated errors.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5: 320-324.
- ZIEGLER, U.R.F., STOESSEL, G.F.U. (1991): Isotope Geology and Geochemistry of the Rehoboth Basement Inlier, Namibia/SWA; a Multimethod Case History.- *Bull. Swiss Assoc. Petrol. Geol. Eng.*, 56: 13-33.
- ZIEGLER, U.R.F., STOESSEL, G.F.U. (1992): Note: New constraints on the age of the Weener Intrusive Suite, the Gamsberg Granite and the crustal evolution of the Rehoboth Basement Inlier, Namibia.- *Communs geol. Surv. SWA/Namibia*, 7: 75-78.
- ZIEGLER, U.R.F., STOESSEL, G.F.U. (1993): Age determination in the Rehoboth Basement Inlier, Namibia.- *Mem. Geol. Surv. Namibia*, 14: 106.
- ZINDLER, A., HART, S. (1986): Chemical geodynamics.- *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493-571.
- ZINKERNAGEL, U. (1978): Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology.- *Contr. Sediment.*, 8: 1-69.

Anhang

| | |
|---------------|--|
| Tabelle I: | Ergebnisse der U/Pb Isotopenanalytik (RNA1-RNA6) |
| Tabelle II: | Ergebnisse der U/Pb Isotopenanalytik (RNA7-RNA12) |
| Tabelle III: | Ergebnisse der U/Pb Isotopenanalytik (RNA13-RNA16) |
| Tabelle IV: | Ergebnisse der Rb/Sr und Sm /Nd Isotopenanalytik |
| Tabelle V: | Geochemie der Felsite I |
| Tabelle VI: | Geochemie der Felsite II |
| Tabelle VII: | Geochemie der Basite |
| Tabelle VIII: | Probenlokationen |
| Fototafel 1: | Kathodolumineszenzbilder RNA1 – RNA5 |
| Fototafel 2: | Kathodolumineszenzbilder RNA6 – RNA10 |
| Fototafel 3: | Kathodolumineszenzbilder RNA11 – RNA16 |

| Tabelle I | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------------------|----------------------|----------|-----------------|-------|--------|--------|---------|---------|--------------------------|-------------|---------------------------|-------------|------------|------------|------------------|------------|------------|---------------|-------------|--|--|
| U/Pb-Zirkondatierung | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | Konzentrationen | | | | | | Gemessene Verhältnisse * | | Berechnete Verhältnisse # | | | | Scheinbare Alter | | | Korrelations- | | | |
| Probe | Labornummer | Fraktion | Einwaage | U | Pb ges | Pb rad | Pb gew. | Pb gew. | 208Pb/206Pb | 207Pb/206Pb | 204Pb/206Pb | 206Pb/204Pb | 206Pb/238U | 207Pb/235U | 207Pb/206Pb | 206Pb/238U | 207Pb/235U | 207Pb/206Pb | koeffizient | | |
| | | [µm] | [mg] | [ppm] | [ppm] | [ppm] | [ppm] | [%] | | | | | | | | | | | | | |
| RNA1 | Rhyolith-Sill | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 191 | 100-250 | 3 | 104 | 37.83 | 20.15 | 17.68 | 46.7 | 0.69462 | 0.25730 | 0.01274 | 78 | 0.165489 | 1.735778 | 0.076072 | 987 | 1022 | 1097 | 0.619 | | |
| | 192 | 80-100 | 3 | 124 | 40.55 | 23.74 | 16.81 | 41.5 | 0.63677 | 0.23420 | 0.01105 | 90 | 0.163579 | 1.743929 | 0.077321 | 977 | 1025 | 1130 | 0.489 | | |
| | 193 | 60-80 | 6 | 125 | 35.90 | 24.85 | 11.05 | 30.8 | 0.53473 | 0.18879 | 0.00789 | 127 | 0.168814 | 1.774902 | 0.076254 | 1006 | 1036 | 1102 | 0.398 | | |
| | 194 | 45-60 | 6.5 | 170 | 39.19 | 32.15 | 7.04 | 18.0 | 0.40432 | 0.13113 | 0.00389 | 257 | 0.162069 | 1.695069 | 0.075885 | 968 | 1007 | 1091 | 0.028 | | |
| RNA2 | silifizierter Granit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 206 | 100-250 | 9 | 387 | 128.38 | 67.62 | 60.76 | 47.3 | 0.63565 | 0.25560 | 0.01265 | 79 | 0.157434 | 1.640394 | 0.075570 | 943 | 986 | 1084 | 0.634 | | |
| | 207 | 80-100 | 6.2 | 343 | 76.11 | 40.39 | 35.72 | 46.9 | 0.63667 | 0.25394 | 0.01255 | 80 | 0.105812 | 1.097551 | 0.075229 | 648 | 752 | 1075 | 0.475 | | |
| | 208 | 60-80 | 5.9 | 405 | 131.16 | 70.17 | 60.99 | 46.5 | 0.64248 | 0.25601 | 0.01269 | 79 | 0.154390 | 1.610650 | 0.075662 | 926 | 974 | 1086 | 0.604 | | |
| | 209 | 45-60 | 5.6 | 392 | 133.31 | 70.37 | 62.94 | 47.2 | 0.64320 | 0.25564 | 0.01268 | 79 | 0.160826 | 1.666550 | 0.075155 | 961 | 996 | 1073 | 0.598 | | |
| | 210 | < 45 | 7.1 | 500 | 151.59 | 84.00 | 67.59 | 44.6 | 0.61255 | 0.24410 | 0.01190 | 84 | 0.150324 | 1.551134 | 0.074838 | 903 | 951 | 1064 | 0.619 | | |
| RNA3 | Granit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 228 | 100-250 | 4.2 | 195 | 42.32 | 39.46 | 2.86 | 6.8 | 0.31739 | 0.10141 | 0.00141 | 709 | 0.172994 | 1.944376 | 0.081517 | 1029 | 1097 | 1234 | 0.606 | | |
| | 227 | 80-100 | 6.9 | 204 | 41.89 | 40.31 | 1.58 | 3.8 | 0.29219 | 0.09216 | 0.00078 | 1289 | 0.169880 | 1.902266 | 0.081213 | 1012 | 1082 | 1227 | 0.875 | | |
| | 226 | 60-80 | 10 | 224 | 36.67 | 36.51 | 0.16 | 0.4 | 0.29984 | 0.09302 | 0.00114 | 880 | 0.141142 | 1.497250 | 0.076937 | 851 | 929 | 1120 | 0.637 | | |
| | 225 | 45-60 | 5.8 | 226 | 35.98 | 35.89 | 0.09 | 0.3 | 0.33024 | 0.10553 | 0.00202 | 495 | 0.137923 | 1.462397 | 0.076900 | 833 | 915 | 1119 | 0.568 | | |
| | 224 | < 45 | 3.5 | 215 | 44.61 | 43.10 | 1.51 | 3.4 | 0.29796 | 0.09075 | 0.00071 | 1406 | 0.170926 | 1.902350 | 0.080720 | 1017 | 1082 | 1215 | 0.826 | | |
| RNA4 | Pyroklastit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 255 | 100-250 | 2.4 | 194 | 43.05 | 33.47 | 9.58 | 22.3 | 0.46336 | 0.15008 | 0.00513 | 195 | 0.145372 | 1.547090 | 0.077185 | 875 | 949 | 1126 | 0.659 | | |
| | 254 | 80-100 | 4.2 | 210.3 | 43.49 | 35.07 | 8.42 | 19.4 | 0.42859 | 0.13836 | 0.00431 | 232 | 0.141685 | 1.507437 | 0.077164 | 854 | 933 | 1125 | 0.431 | | |
| | 253 | 60-80 | 7 | 212 | 42.56 | 35.52 | 7.04 | 16.5 | 0.40356 | 0.12745 | 0.00359 | 279 | 0.142618 | 1.503365</ | | | | | | | |

Zusammensetzung gewöhnliches Blei: $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,7$

$$^{207}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}=15,52$$
$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,72$$

Tabelle IV
Rb/Sr- und Sm/Nd-Gesamtgesteinsanalytik

| Lithologie | Probe | Konzentration | | | | gemessene Verhältnisse | | | |
|---------------------|-----------------|---------------|----------|----------|----------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------------|--|
| | | Rb (ppm) | Sr (ppm) | Sm (ppm) | Nd (ppm) | Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ | Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ | ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(korr) |
| Matchless Member | 630 Mecklenburg | 3.3 | 119.5 | 2.4 | 6.8 | 0.080323 | 0.706467 | 0.21371 | 0.512997 |
| | 636 Orumbungu | 1.7 | 927.4 | 7.4 | 36.0 | 0.005195 | 0.711262 | 0.12488 | 0.512586 |
| | 637 Otjikundua | 4.1 | 138.2 | 1.2 | 4.2 | 0.086698 | 0.706073 | 0.17867 | 0.512920 |
| | 638 Okuje | 0.5 | 136.0 | 2.9 | 8.5 | 0.009919 | 0.710096 | 0.20640 | 0.512979 |
| | 639 Okuje | 1.0 | 115.7 | 3.0 | 8.9 | 0.025992 | 0.710804 | 0.20679 | 0.512977 |
| Chuosi Formation | 635 Omujiereke | 1.6 | 176.5 | 3.0 | 10.2 | 0.025884 | 0.704004 | 0.17695 | 0.512802 |
| | 644 Gamsbergpad | 5.9 | 369.6 | 4.1 | 16.3 | 0.045829 | 0.713234 | 0.15296 | 0.512671 |
| | 645 Gamsbergpad | 7.3 | 375.8 | 4.3 | 17.2 | 0.056402 | 0.713187 | 0.15203 | 0.512695 |
| Gamsberg-amphibolit | 641 Typ A P4 | 14.6 | 124.5 | 4.9 | 16.1 | 0.338708 | 0.710219 | 0.18482 | 0.512595 |
| | 643 Typ A P1 | 3.1 | 153.7 | 5.7 | 21.8 | 0.058104 | 0.707050 | 0.15779 | 0.512443 |
| | 649 Typ A P2 | 1.7 | 225.4 | 6.2 | 22.6 | 0.022008 | 0.712713 | 0.16520 | 0.512550 |
| | 650 Typ A P3 | 4.7 | 122.1 | 4.4 | 14.0 | 0.110328 | 0.709072 | 0.19064 | 0.512670 |
| | 651 Typ A P5 | 3.7 | 133.2 | 5.0 | 17.8 | 0.080570 | 0.709694 | 0.16905 | 0.512584 |
| | 631 Typ B P10 | 10.5 | 183.7 | 2.3 | 7.9 | 0.166100 | 0.709602 | 0.17556 | 0.512675 |
| | 632 Typ B P9 | 8.6 | 151.0 | 3.3 | 11.8 | 0.164835 | 0.711090 | 0.16828 | 0.512628 |
| | 634 Typ B P8 | 1.3 | 208.6 | 3.3 | 11.7 | 0.018005 | 0.707084 | 0.17137 | 0.512654 |
| | 647 Typ B P7 | 6.0 | 148.9 | 2.9 | 10.3 | 0.116267 | 0.706896 | 0.16979 | 0.512664 |
| | 648 Typ B P6 | 7.5 | 278.9 | 3.9 | 14.4 | 0.078197 | 0.713907 | 0.16355 | 0.512570 |

| Lithologie | Probe | Isochronen- ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | | | | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | | ϵ_{Nd}^T |
|---------------------|-----------------|--|---------|----------------------|------------------------|--------------------------------------|----------|-------------------|
| | | ϵ_{Nd}^0 | f Sm/Nd | T _{DM} (Ma) | T _{CHUR} (Ma) | alter | initial | |
| Matchless Member | 630 Mecklenburg | 7.0 | 0.09 | 6930 | 3197 | 711 | 0.705652 | +5.5 |
| | 636 Orumbungu | -1.0 | -0.37 | 933 | 111 | 711 | 0.711209 | +5.5 |
| | 637 Otjikundua | 5.5 | -0.09 | 914 | -2412 | 711 | 0.705193 | +7.2 |
| | 638 Okuje | 6.6 | 0.05 | 2448 | 5283 | 711 | 0.709995 | +5.8 |
| | 639 Okuje | 6.6 | 0.05 | 2573 | 5048 | 711 | 0.710540 | +5.7 |
| Chuosi Formation | 635 Omujiereke | 3.2 | -0.10 | 1323 | -1275 | 782 | 0.703715 | +5.2 |
| | 644 Gamsbergpad | 0.6 | -0.22 | 1139 | -116 | 782 | 0.712722 | +5.0 |
| | 645 Gamsbergpad | 1.1 | -0.23 | 1067 | -195 | 782 | 0.712557 | +5.6 |
| Gamsberg-amphibolit | 641 Typ A P4 | -0.8 | -0.06 | 2615 | 553 | 931 | 0.705712 | +0.6 |
| | 643 Typ A P1 | -3.8 | -0.20 | 1814 | 763 | 931 | 0.706277 | +0.8 |
| | 649 Typ A P2 | -1.7 | -0.16 | 1761 | 427 | 931 | 0.712420 | +2.0 |
| | 650 Typ A P3 | 0.6 | -0.03 | 2762 | -799 | 931 | 0.707604 | +1.3 |
| | 651 Typ A P5 | -1.1 | -0.14 | 1794 | 298 | 931 | 0.708622 | +2.2 |
| | 631 Typ B P10 | 0.7 | -0.11 | 1741 | -271 | 931 | 0.707392 | +3.3 |
| | 632 Typ B P9 | -0.2 | -0.14 | 1629 | 53 | 931 | 0.708896 | +3.2 |
| | 634 Typ B P8 | 0.3 | -0.13 | 1654 | -94 | 931 | 0.706845 | +3.3 |
| | 647 Typ B P7 | 0.5 | -0.14 | 1770 | 203 | 931 | 0.705349 | +3.7 |
| | 648 Typ B P6 | -1.3 | -0.17 | 1651 | 314 | 931 | 0.712866 | +2.6 |

| | | | |
|------|--------------------------------------|----------|-----------------------------|
| DM | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | 0.51315 | (PEUCAT et al., 1988) |
| | ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd | 0.217 | (TAYLOR&McLENNAN, 1985) |
| CHUR | ¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd | 0.512638 | (GOLDSTEIN et al., 1984) |
| | ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd | 0.1967 | (JACOBSEN&WASSERBRUG, 1980) |

$$f \text{ Sm/Nd} = [({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{Probe}}/0.1967]-1$$

$$T_{\text{DM}} \text{ (Ma)} = 1/\lambda \cdot \ln[(({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{Probe}}-0.51315)/(({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{Probe}}-0.217)+1]$$

$$T_{\text{CHUR}} \text{ (Ma)} = 1/\lambda \cdot \ln[(({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{Probe}}-0.512638)/(({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{Probe}}-0.1967)+1]$$

$$\epsilon_{\text{Nd}}^T = [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{Probe}}/({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}-1] \cdot 10^4$$

Tabelle V
Geochemie der Felsite I

| Probe | 1 | 2 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|---------------|-------------|--------|-------------|-----------------|---------------|-----------|-------------|
| Einheit | Rhyolith-Sill | sil. Granit | Granit | Pyroklastit | Rhyolithporphyr | Rhyolith-Sill | Ignimbrit | Granitgneis |
| U/Pb Analyse | RNA1 | RNA2 | RNA3 | RNA4 | RNA5 | RNA6 | RNA8 | RNA9 |
| Gew. % | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 75.5 | 66.2 | 72 | 75.2 | 76.6 | 72.5 | 65.6 | 74.4 |
| TiO ₂ | 0.366 | 0.5 | 0.601 | 0.357 | 0.251 | 0.503 | 0.558 | 0.379 |
| Al ₂ O ₃ | 12.09 | 15.4 | 13.08 | 12.75 | 12.51 | 12.99 | 15.68 | 13.29 |
| FeO | 2.403 | 2.8 | 3.195 | 1.773 | 1.125 | 3.294 | 4.113 | 2.178 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.267 | 0.281 | 0.355 | 0.197 | 0.125 | 0.366 | 0.457 | 0.242 |
| MnO | 0.045 | 0.086 | 0.085 | 0.024 | 0.02 | 0.057 | 0.069 | 0.044 |
| MgO | 0.73 | 0.74 | 0.75 | 0.51 | 0.19 | 0.9 | 1.37 | 0.56 |
| CaO | 1.26 | 10.8 | 1.81 | 0.29 | 0.37 | 1.17 | 4.04 | 1.7 |
| Na ₂ O | 2.81 | 2.61 | 2.9 | 2.86 | 2.82 | 3.19 | 4.3 | 2.83 |
| K ₂ O | 3.99 | 0.07 | 4.39 | 5.53 | 5.89 | 4.55 | 1.54 | 2.99 |
| P ₂ O ₅ | 0.046 | 0.105 | 0.121 | 0.087 | 0.037 | 0.144 | 0.225 | 0.1 |
| Summe | 99.55 | 99.43 | 99.32 | 99.55 | 99.96 | 99.65 | 97.95 | 98.67 |
| ppm | | | | | | | | |
| Nb | 18 | 20 | 20 | 17 | 19 | 19 | 18 | 16 |
| Zr | 211 | 259 | 336 | 203 | 203 | 229 | 216 | 201 |
| Sr | 148 | 216 | 171 | 91 | 52 | 139 | 320 | 99 |
| Rb | 95 | 7 | 150 | 153 | 219 | 135 | 52 | 86 |
| Pb | 29 | 67 | 25 | 25 | 30 | 21 | 10 | 15 |
| Ga | 15 | 13 | 16 | 14 | 15 | 16 | 18 | 15 |
| Zn | 53 | 75 | 73 | 44 | 31 | 70 | 82 | 46 |
| Ni | 15 | 7 | 7 | 7 | 2 | 6 | 18 | 5 |
| Co | 9 | 8 | 12 | 5 | 2 | 7 | 17 | 6 |
| Cr | 13 | 3 | 9 | 3 | 1 | 3 | 14 | 8 |
| V | 37 | 59 | 39 | 34 | 14 | 56 | 73 | 28 |
| Ba | 1591 | 22 | 1585 | 1406 | 1058 | 1012 | 418 | 863 |
| Sc | 6 | 14 | 9 | 7 | 6 | 8 | 12 | 9 |
| Li | 14 | 1 | 20 | 14 | 10 | 21 | 15 | 16 |
| Be | 2 | 1 | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 |
| Cu | 36 | 10 | 16 | 20 | 4 | 19 | 100 | 27 |
| Y | 52 | 50 | 41 | 46 | 39 | 42 | 29 | 52 |
| Mo | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| Cd | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sn | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 3 |
| Cs | 1 | 0 | 4 | 3 | 2 | 4 | 1 | 1 |
| La | 71 | 81 | 79 | 71 | 53 | 55 | 51 | 84 |
| Ce | 144 | 157 | 155 | 132 | 133 | 112 | 100 | 165 |
| Pr | 17 | 18 | 19 | 16 | 12 | 13 | 11 | 19 |
| Nd | 62 | 66 | 70 | 55 | 40 | 43 | 39 | 65 |
| Sm | 11 | 11 | 12 | 10 | 7 | 8 | 7 | 12 |
| Eu | 2 | 1 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 2 |
| Gd | 14 | 11 | 14 | 12 | 8 | 9 | 7 | 12 |
| Tb | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Dy | 8 | 9 | 8 | 8 | 6 | 6 | 4 | 9 |
| Ho | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 | 1 | 2 |
| Er | 5 | 5 | 5 | 5 | 4 | 4 | 2 | 5 |
| Tm | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 |
| Yb | 5 | 5 | 5 | 5 | 4 | 4 | 3 | 5 |
| Lu | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Hf | 4 | 5 | 4 | 5 | 7 | 2 | 8 | 5 |
| Ta | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 | 2 | 2 | 3 |
| W | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 | 0 | 4 |
| Tl | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| Bi | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Th | 18 | 28 | 24 | 25 | 41 | 14 | 13 | 23 |
| U | 3 | 5 | 4 | 1 | 5 | 1 | 3 | 5 |
| Summe SEE | 397 | 376 | 387 | 319 | 280 | 259 | 228 | 331 |

Tabelle VI
Geochemie der Felsite II

| Probe | 11 | 13 | 14 | 16 | 18 | 19 | 20 | 21 |
|--------------------------------|-------------|----------|-------------|------------|------------|-------------|----------|--------|
| Einheit | Orthogranit | Rhyolith | Pyroklastit | Hartelust2 | Hartelust1 | Pyroklastit | Rhyolith | Tuffit |
| U/Pb Analyse | RNA10 | RNA11 | RNA12 | RNA16 | RNA14 | RNA15 | | |
| Gew. % | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 63.8 | 76.1 | 72.9 | 75.1 | 64.4 | 71.9 | 73.6 | 71.9 |
| TiO ₂ | 0.69 | 0.343 | 0.574 | 0.239 | 0.391 | 0.558 | 0.098 | 0.379 |
| Al ₂ O ₃ | 16.5 | 13.09 | 13.04 | 10.66 | 11.63 | 13.3 | 14.88 | 13.34 |
| FeO | 4.797 | 1.368 | 3.825 | 4.095 | 5.58 | 3.762 | 1.008 | 2.7 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.533 | 0.152 | 0.425 | 0.455 | 0.62 | 0.418 | 0.112 | 0.3 |
| MnO | 0.085 | 0.018 | 0.046 | 0.066 | 0.26 | 0.029 | 0.064 | 0.047 |
| MgO | 1.53 | 0.61 | 0.83 | 0.22 | 0.65 | 0.76 | 0.26 | 1.17 |
| CaO | 4.09 | 0.13 | 1.65 | 0.61 | 3.78 | 0.22 | 1.84 | 1.95 |
| Na ₂ O | 4.57 | 2.69 | 2.36 | 3.59 | 4.1 | 2.44 | 4.35 | 2.62 |
| K ₂ O | 1.73 | 5.01 | 2.56 | 3.44 | 4.12 | 5.55 | 1.96 | 4.73 |
| P ₂ O ₅ | 0.219 | 0.04 | 0.122 | 0.043 | 0.069 | 0.084 | 0.07 | 0.101 |
| Summe | 98.58 | 99.57 | 98.35 | 98.54 | 95.58 | 99.04 | 98.29 | 99.28 |
| ppm | | | | | | | | |
| Nb | 23 | 10 | 17 | 336 | 133 | 16 | 13 | 17 |
| Zr | 244 | 146 | 341 | 2152 | 1206 | 292 | 88 | 171 |
| Sr | 385 | 65 | 122 | 43 | 53 | 92 | 94 | 137 |
| Rb | 35 | 131 | 88 | 78 | 68 | 170 | 54 | 149 |
| Pb | 9 | 39 | 13 | 14 | 16 | 14 | 10 | 32 |
| Ga | 20 | 13 | 16 | 35 | 38 | 17 | 17 | 14 |
| Zn | 82 | 46 | 47 | 123 | 270 | 75 | 41 | 54 |
| Ni | 20 | 14 | 10 | 2 | 3 | 26 | 1 | 26 |
| Co | 13 | 7 | 14 | 8 | 3 | 9 | 6 | 8 |
| Cr | 6 | 17 | 12 | 3 | 2 | 30 | 1 | 21 |
| V | 92 | 26 | 43 | | 6 | 48 | 10 | 53 |
| Ba | 570 | 995 | 864 | 91 | 921 | 1476 | 783 | 1101 |
| Sc | 14 | 6 | 9 | 1 | 1 | 13 | 3 | 6 |
| Li | 11 | 17 | 6 | 13 | 1 | 24 | 6 | 17 |
| Be | 2 | 2 | 2 | 18 | 4 | 3 | 2 | 2 |
| Cu | 95 | 14 | 68 | 5 | 7 | 17 | 3 | 37 |
| Y | 27 | 27 | 69 | 306 | 158 | 44 | 18 | 32 |
| Mo | 1 | 0 | 0 | 2 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| Cd | 0 | 0 | 0 | 1 | 3 | 0 | 0 | 0 |
| Sn | 2 | 2 | 3 | 26 | 13 | 2 | 2 | 3 |
| Cs | 1 | 2 | 1 | 1 | 0 | 4 | 0 | 4 |
| La | 29 | 30 | 71 | 236 | 171 | 54 | 33 | 54 |
| Ce | 70 | 65 | 174 | 504 | 362 | 121 | 66 | 116 |
| Pr | 9 | 8 | 20 | 61 | 45 | 14 | 8 | 13 |
| Nd | 34 | 30 | 79 | 232 | 174 | 50 | 27 | 42 |
| Sm | 7 | 6 | 17 | 52 | 38 | 9 | 5 | 7 |
| Eu | 2 | 2 | 2 | 3 | 6 | 2 | 1 | 1 |
| Gd | 7 | 8 | 18 | 45 | 33 | 11 | 6 | 8 |
| Tb | 1 | 1 | 3 | 8 | 5 | 1 | 1 | 1 |
| Dy | 4 | 5 | 14 | 46 | 26 | 6 | 3 | 5 |
| Ho | 1 | 1 | 3 | 9 | 5 | 1 | 1 | 1 |
| Er | 3 | 3 | 7 | 28 | 14 | 4 | 2 | 3 |
| Tm | 0 | 0 | 1 | 4 | 2 | 1 | 0 | 0 |
| Yb | 3 | 3 | 6 | 26 | 13 | 4 | 2 | 4 |
| Lu | 0 | 0 | 1 | 4 | 2 | 1 | 0 | 1 |
| Hf | 1 | 3 | 8 | 60 | 14 | 5 | 3 | 5 |
| Ta | 2 | 2 | 2 | 30 | 21 | 2 | 2 | 2 |
| W | 0 | 3 | 1 | 1 | 0 | 2 | 1 | 2 |
| Tl | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Bi | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| Th | 4 | 10 | 57 | 34 | 20 | 22 | 11 | 35 |
| U | 1 | 1 | 5 | 9 | 2 | 1 | 2 | 4 |
| Summe SEE | 167 | 161 | 416 | 1225 | 896 | 278 | 153 | 256 |

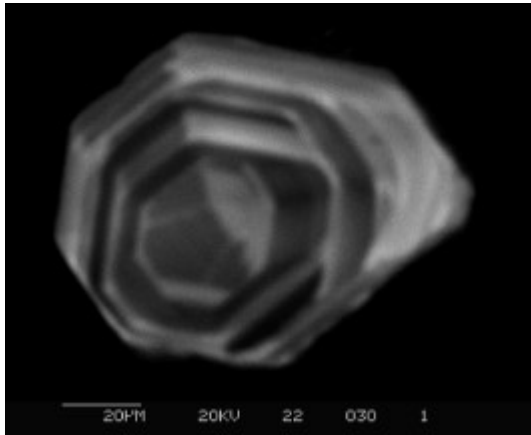
Tabelle VII
Geochemie der Basite nach VIETOR

| Probe | p95040203 | p95040701 | p95042302 | p93090501 | p95042002 | p95030401 | p95041701 | p95042001 |
|--------------------------------|-------------|-------------------|-------------------|------------|------------|-------------|-----------|------------|
| Einheit | Chausib Mb. | Chuosi-Amphibolit | Chuosi-Amphibolit | Matchless | Matchless | Matchless | Matchless | Matchless |
| Ort | Kl. Chausib | Gamsbergpaß | Omunjereke | Fmhs.Okuje | Fmhs.Okuje | Mecklenburg | Orumbungu | Otjikundua |
| Probennummer | | | | | | | | |
| Isotopengeologie | | 644 | 635 | 639 | 638 | 630 | 636 | 637 |
| Gew. % | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 46.00 | 47.50 | 45.90 | 49.80 | 49.90 | 49.30 | 49.70 | 49.00 |
| TiO ₂ | 3.97 | 1.97 | 1.58 | 1.28 | 1.27 | 1.06 | 2.70 | 0.66 |
| Al ₂ O ₃ | 13.03 | 13.29 | 13.96 | 14.82 | 14.75 | 15.03 | 16.24 | 15.15 |
| Fe* | 16.33 | 11.43 | 12.25 | 11.43 | 11.20 | 9.82 | 10.93 | 7.86 |
| MnO | 0.21 | 0.17 | 0.20 | 0.16 | 0.16 | 0.16 | 0.19 | 0.14 |
| MgO | 5.52 | 8.79 | 6.14 | 8.00 | 7.97 | 8.21 | 5.07 | 9.50 |
| CaO | 10.23 | 11.65 | 11.79 | 8.83 | 9.12 | 11.60 | 8.54 | 13.27 |
| Na ₂ O | 2.56 | 2.42 | 1.78 | 3.06 | 3.00 | 2.39 | 4.20 | 1.92 |
| K ₂ O | 0.43 | 0.38 | 0.16 | 0.16 | 0.16 | 0.23 | 0.24 | 0.23 |
| P ₂ O ₅ | 0.47 | 0.19 | 0.15 | 0.11 | 0.17 | 0.09 | 0.64 | 0.07 |
| Summe | 98.75 | 97.78 | 93.91 | 97.65 | 97.71 | 97.89 | 98.45 | 97.80 |
| ppm | | | | | | | | |
| Nb | 35 | 14 | 7 | 6 | 5 | 2 | 43 | 5 |
| Zr | 282 | 117 | 21 | 49 | 55 | 27 | 158 | 24 |
| Sr | 262 | 334 | 178 | 118 | 134 | 119 | 1100 | 133 |
| Rb | 36 | 27 | 9 | 13 | 7 | 22 | 9 | 17 |
| Pb | 6 | 20 | 1 | 4 | 3 | 3 | 18 | 4 |
| Zn | 183 | 115 | 111 | 85 | 88 | 76 | 132 | 60 |
| Co | 42 | 48 | 52 | 43 | 42 | 39 | 29 | 43 |
| Cr | 87 | 187 | 160 | 129 | 143 | 371 | 57 | 366 |
| V | 298 | 361 | 265 | 350 | 338 | 353 | 295 | 280 |
| Ba | 66 | 56 | 21 | 23 | 23 | 32 | 53 | 57 |
| Sc | 35 | 40 | 38 | 38 | 39 | 42 | 25 | 40 |
| Cu | 212 | 69 | 68 | 32 | 53 | 35 | 68 | 59 |
| Y | 50 | 22 | 26 | 34 | 32 | 30 | 33 | 16 |
| La | 29 | 12 | 6 | 3 | 3 | 3 | 31 | 3 |
| Ce | 67 | 29 | 16 | 9 | 9 | 8 | 84 | 8 |
| Pr | 9 | 4 | 2 | 2 | 2 | 1 | 9 | 1 |
| Nd | 43 | 19 | 12 | 10 | 9 | 8 | 39 | 6 |
| Sm | 11 | 5 | 4 | 4 | 3 | 3 | 9 | 2 |
| Eu | 3 | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 3 | 1 |
| Gd | 11 | 5 | 5 | 5 | 5 | 4 | 8 | 2 |
| Tb | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 |
| Dy | 10 | 5 | 5 | 6 | 6 | 5 | 7 | 3 |
| Ho | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Er | 6 | 2 | 3 | 4 | 4 | 3 | 4 | 2 |
| Tm | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| Yb | 5 | 2 | 3 | 3 | 4 | 3 | 3 | 2 |
| Lu | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| Hf | 6 | 3 | 1 | 2 | 2 | 1 | 4 | 1 |
| Ta | 5 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 5 | 1 |
| Tl | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Th | 5 | 1 | 1 | 3 | 0 | 3 | 5 | 0 |
| Summe SEE | 1809 | 1501 | 1018 | 978 | 1014 | 1198 | 2236 | 1137 |

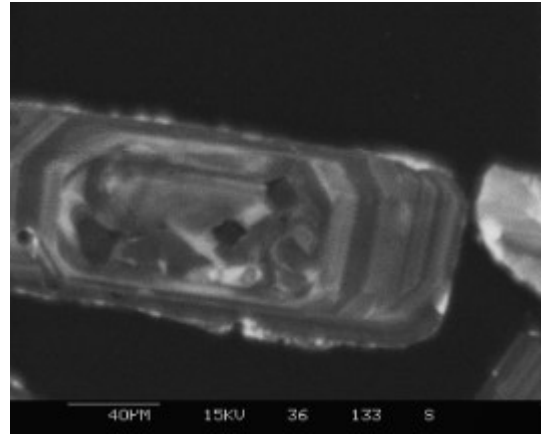
Fe* = Gesamteisen

| Tabelle VIII | | | | |
|---------------|---------------|------------|--|---------------------------|
| Probe | U-Pb-Analyse | Geochemie | Einheit / Lokation | Koordinaten |
| 27.03.94-6 | RNA1 | 1 | GGs, NE Fuß des Gamsberg | 23°18'14" S / 16°18'11" E |
| 29.09.94-13 | RNA2 | 2+3 | GGs, Hügel NE' kl. Gamsberghöhenzuges, Warteberg | 23°18'23" S / 16°18'44" E |
| 29.09.94-14 | RNA3 | 4 | GGs, SE-Seite des kleinen Gamsberges (nahe dem Quarzit), Hopefield"Gamsberggranit" | 23°20'20" S / 16°15'32" E |
| 29.09.94-14/2 | RNA7 | siehe RNA3 | GGs, SE-Seite des kleinen Gamsberges (nahe dem Quarzit), Hopefield"Gamsberggranit" | 23°20'20" S / 16°15'32" E |
| 10.10.93-34 | RNA4 | 5 | GGs, Farm Corona, N' vom Kraal Gamsberg, Liegendes der Corona Formation | 23°21'57" S / 16°11'12" E |
| 31.03.95-1 | RNA5 | 6 | GGs, Pad zum Gamsberg ; unterer Bereich der Serpentin | 23°20'33" S / 16°14'53" E |
| | | | | |
| | | | | |
| 15.08.95-13 | RNA6 | 7 | GGs, Corona Basis, Top-Basement, Murasie | 23°17'57" S / 16°18'46" E |
| 06.10.95-10 | RNA8 | 8 | Rehoboth Sequenz, Top Basement, Saagberg | 23°41'43" S / 15°51'32" E |
| 23.08.94-1 | RNA9 | 9+10 | GGs, Kraal Rostock Nord | 23°25'46" S / 15°55'00" E |
| 06.10.95-3 | RNA10 | 11+12 | Rehoboth Sequenz, Liegendes des Tillit, Saagberg | 23°41'39" S / 15°51'45" E |
| 05.10.95-1 | RNA11 | 13 | GGs, Basis Damara, GamsbergTop Basement | 23°22'06" S / 16°11'46" E |
| 23.08.89-3 | RNA12 | 14 | Rehoboth Sequenz, Kwakwas Rivier | 23°10'49" S / 16°53'13" E |
| | | | | |
| | | | | |
| 02.04.95-3 | RNA13 | 15 | Rehoboth oder Sinclair Sequenz, Klein-Chausib | 23°17'00" S / 16°00'50" E |
| 08.10.95-1 | RNA14 | 18 | Top Vaalgras, Hartelust I / Farm Bonna | 23°06'39" S / 16°06'11" E |
| 10.10.93-35 | RNA15 | 19 | GGs, N' vom Kraal Gamsberg | 23°21'57" S / 16°11'12" E |
| Hartelust II | RNA16 | 16+17 | Top Vaalgras, Hartelust II / SW Kegelberg Farm Hartelust | 23°01'44" S / 16°28'16" E |
| | | | | |
| | Sm/Nd-Analyse | | | |
| 07.04.95-1 | 644 | | Chuos Formation , Gamsbergpaß | 23°14'45" S / 16°16'28" E |
| 07.04.95-1 | 644 | | Chuos Formation, Gamsbergpaß | 23°14'45" S / 16°16'28" E |
| 23.04.95-2 | 635 | | Chuos Formation, Omunjereke | 22°19'29" S / 17°26'19" E |
| 20.04.95-1 | 637 | | Matchless Member, Matchless Amphibolit, Otjikundua | 21°58'08" S / 17°33'12" E |
| 20.04.95-2 | 638 | | Matchless Member, Matchless Amphibolit, Farmhaus Okuje | 22°13'49" S / 17°32'29" E |
| 05.09.93-1 | 639 | | Matchless Member, Matchless Amphibolit, Farmhaus Okuje | 22°13'49" S / 17°32'38" E |
| 17.04.95-1 | 636 | | Matchless Member, Matchless Amphibolit, Orumbungu | 22°09'54" S / 17°31'01" E |
| 04.03.95-1 | 630 | | Matchless Member, Matchless Amphibolit, Mecklenburg | 22°11'38" S / 17°36'54" E |

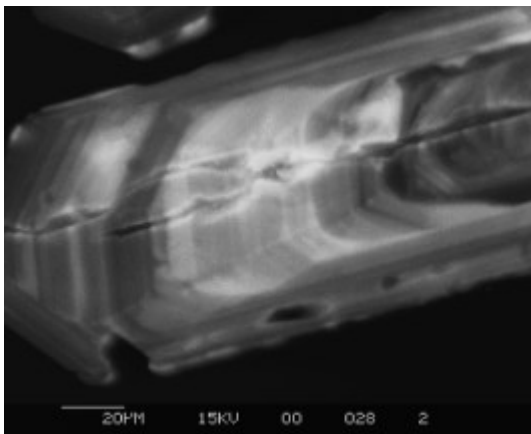
Fototafel 1 Kathodolumineszenz an Einzelkörnern



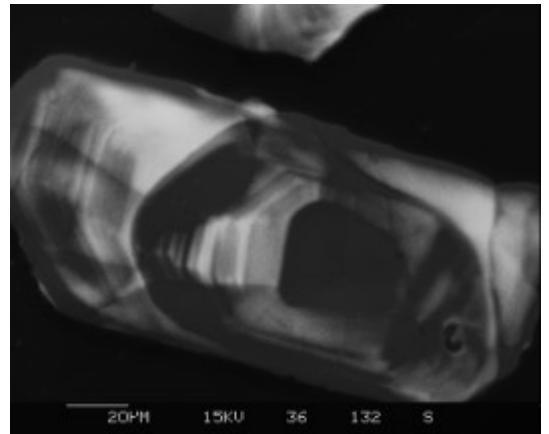
RNA1



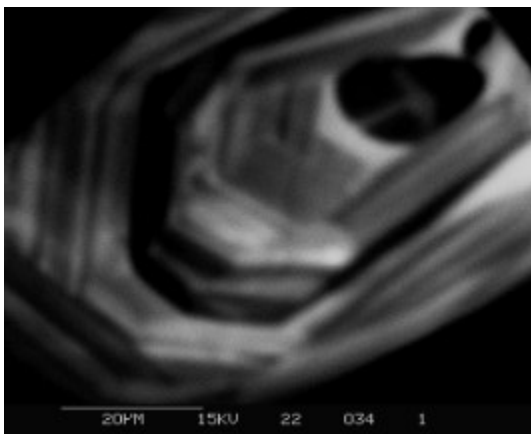
RNA2



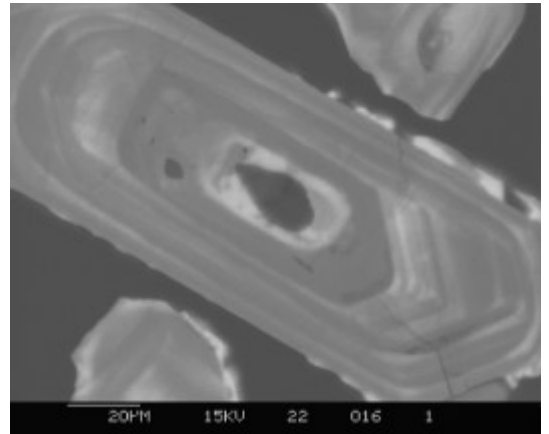
RNA3



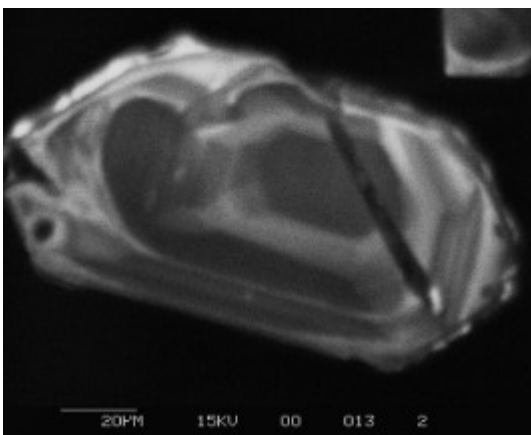
RNA3



RNA4

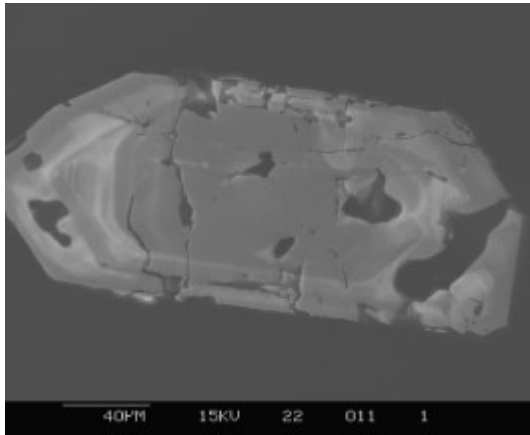


RNA5

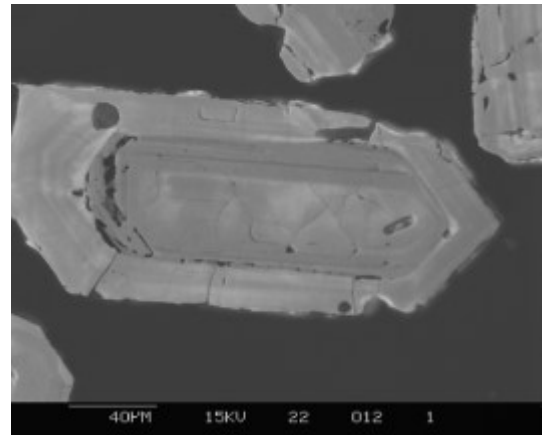


RNA5

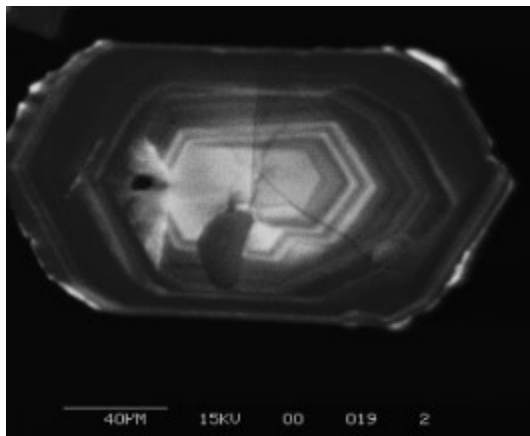
Fototafel 2 Kathodolumineszenz an Einzelkörnern



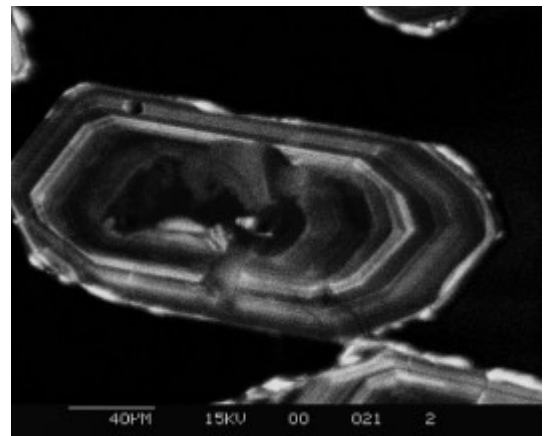
RNA6



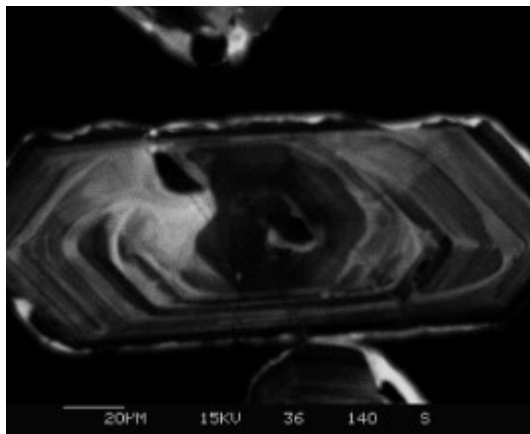
RNA6



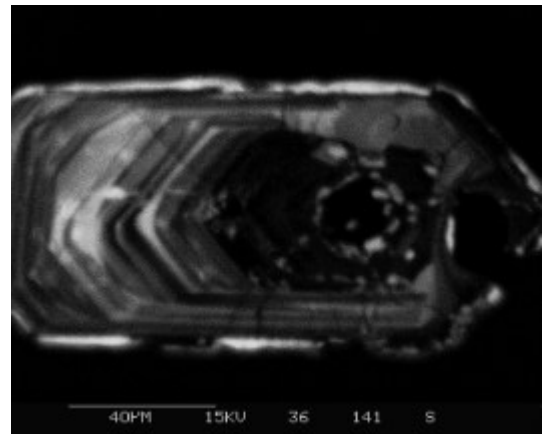
RNA8



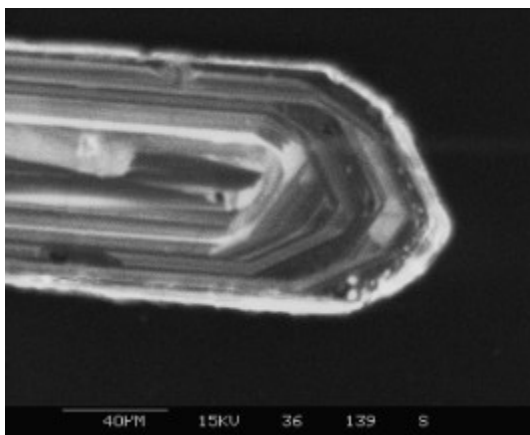
RNA8



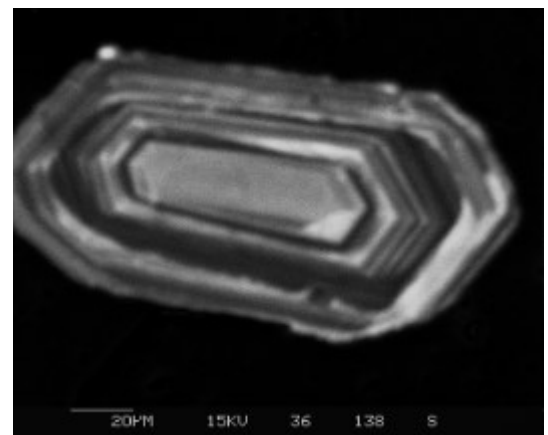
RNA9



RNA9

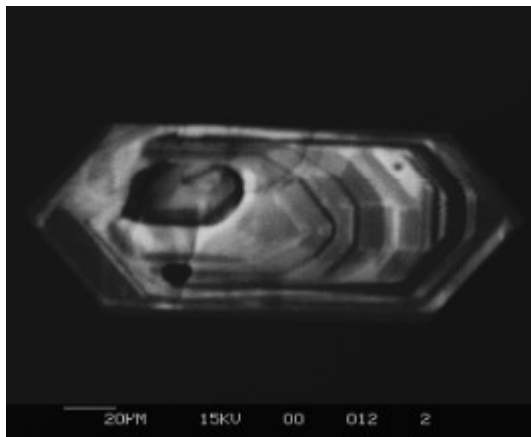


RNA10

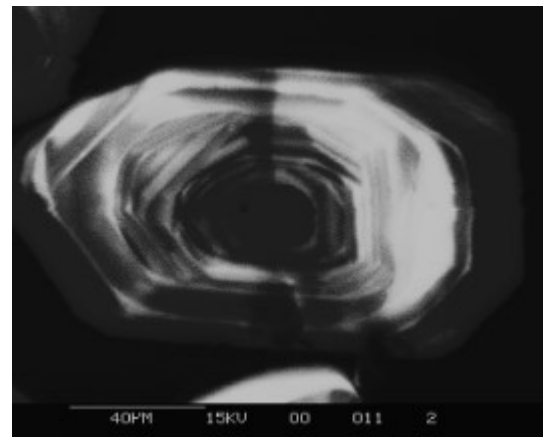


RNA10

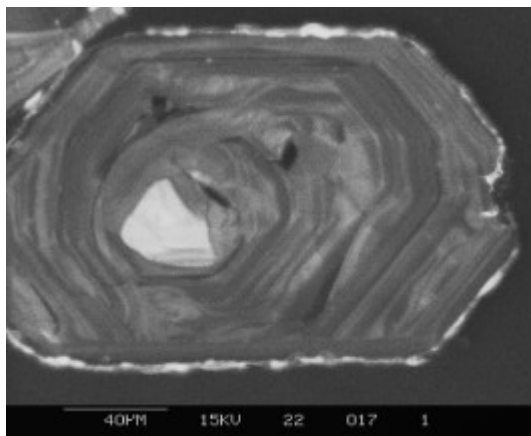
Fototafel 3 Kathodolumineszenz an Einzelkörnern



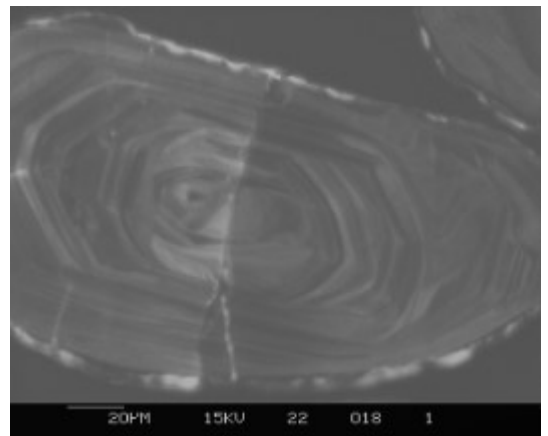
RNA11



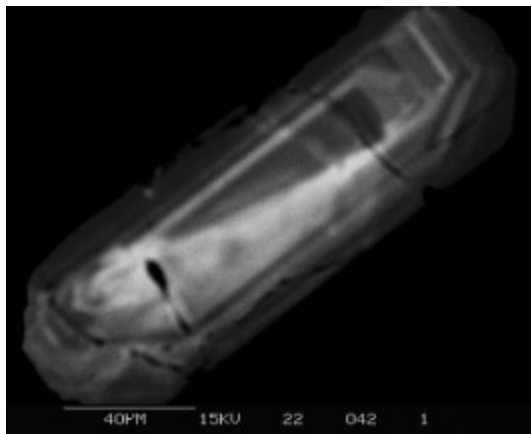
RNA11



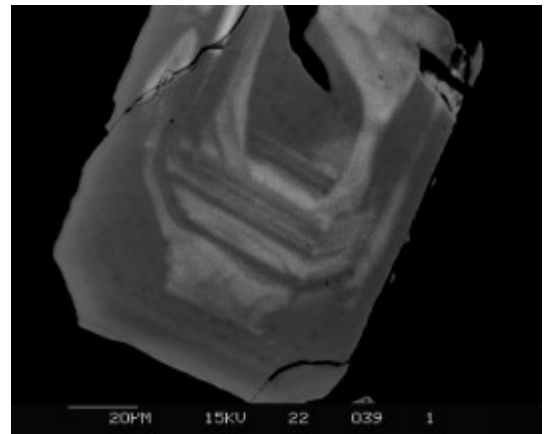
RNA12



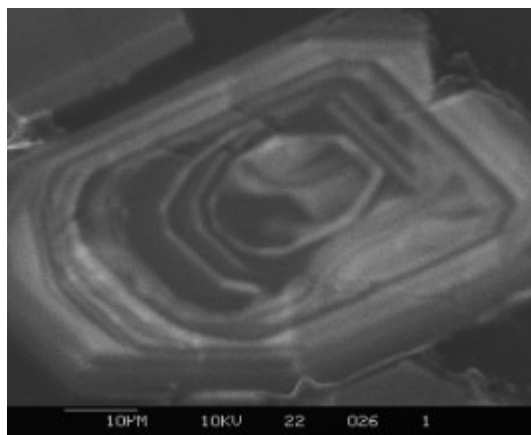
RNA12



RNA15



RNA15



RNA16

Lebenslauf

Ich wurde am 5. November 1965 in Emden / Ostfriesland geboren. Von 1972 bis 1976 besuchte ich die Grundschule Herrentor in Emden. Nach der Orientierungsstufe auf der Wallschule erlangte ich die allgemeine Hochschulreife am Gymnasium am Treckfahrtstief (Emden). Den Wehersatzdienst leistete ich von Juli 1986 bis Oktober 1987 beim gemeinsamen Rettungsdienst der Stadt Emden / Deutsches Rotes Kreuz ab.

Das Studium der Geologie / Paläontologie nahm ich 1987 an der Rheinischen-Friederich-Wilhelms-Universität in Bonn auf. Nach dem Vordiplom 1990 wechselte ich zum Wintersemester 1990/1991 an die Georg-August-Universität, Göttingen. Das Betriebspraktikum bei der Preussag/Deilmann absolvierte ich im Sommer 1992 auf der Erdgasbohrung Bötersen Z4 und in der Hauptverwaltung Hannover. Die Diplomarbeit und Kartierung der Struktur und Fazies in der Spaarwater Struktur im Bereich der Henno-Martin-Berge (Namibia) begann ich 1992 und schloß diese 1994 mit dem Diplom in Geologie ab.

Danach begann ich im September 1994 am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre mit der Dissertation, die 1995 einen weiteren Geländeaufenthalt in Namibia beinhaltete.